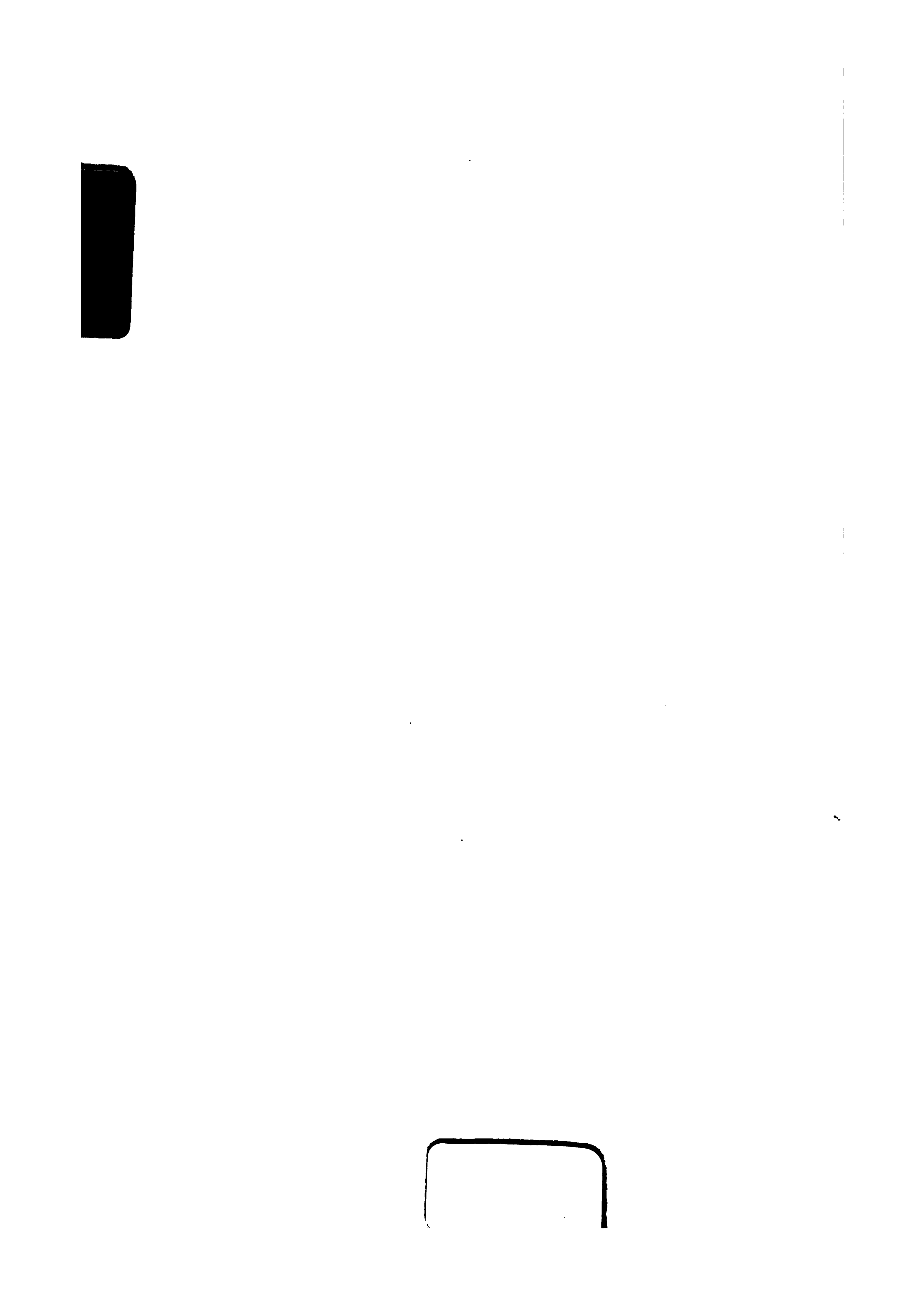
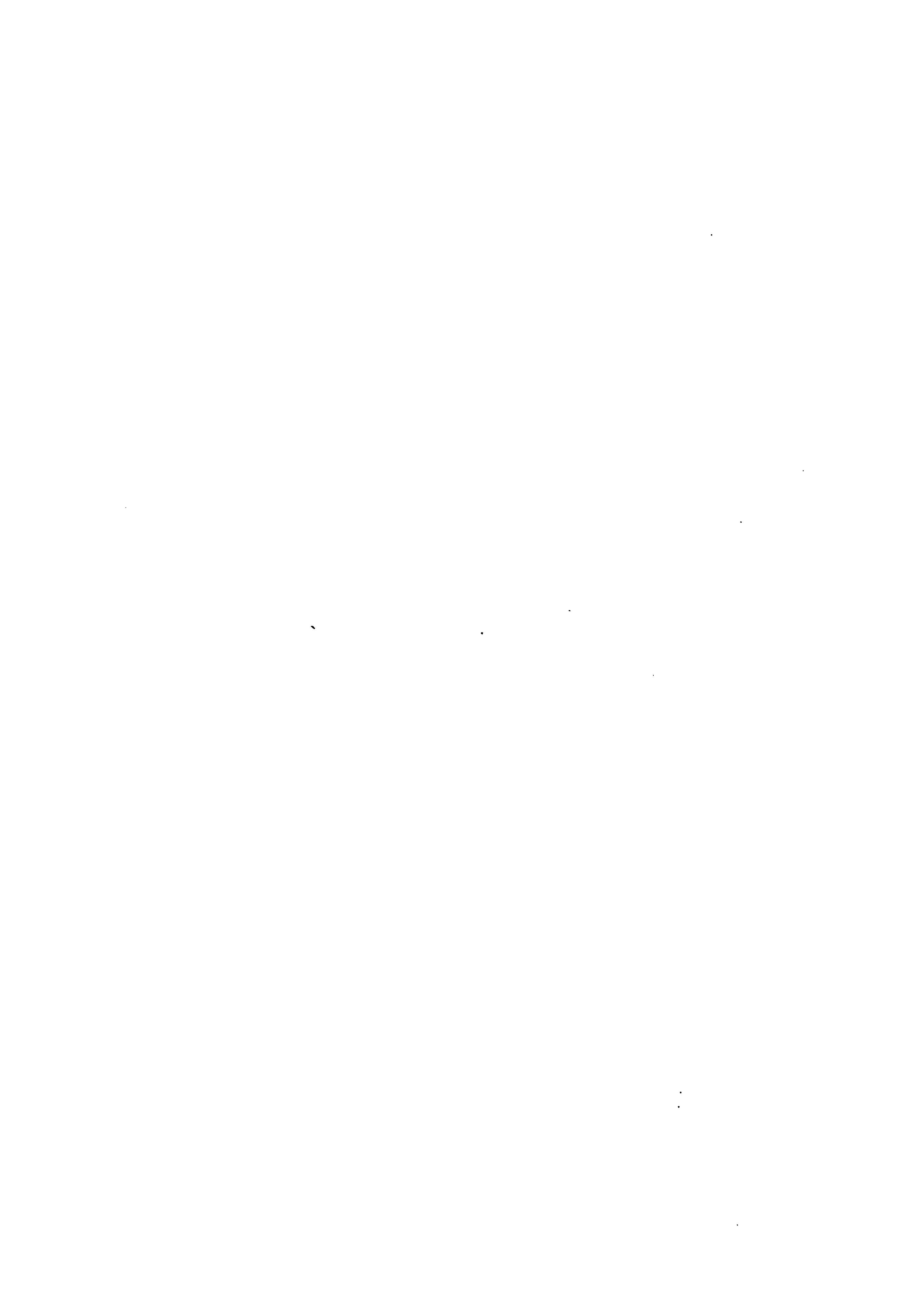
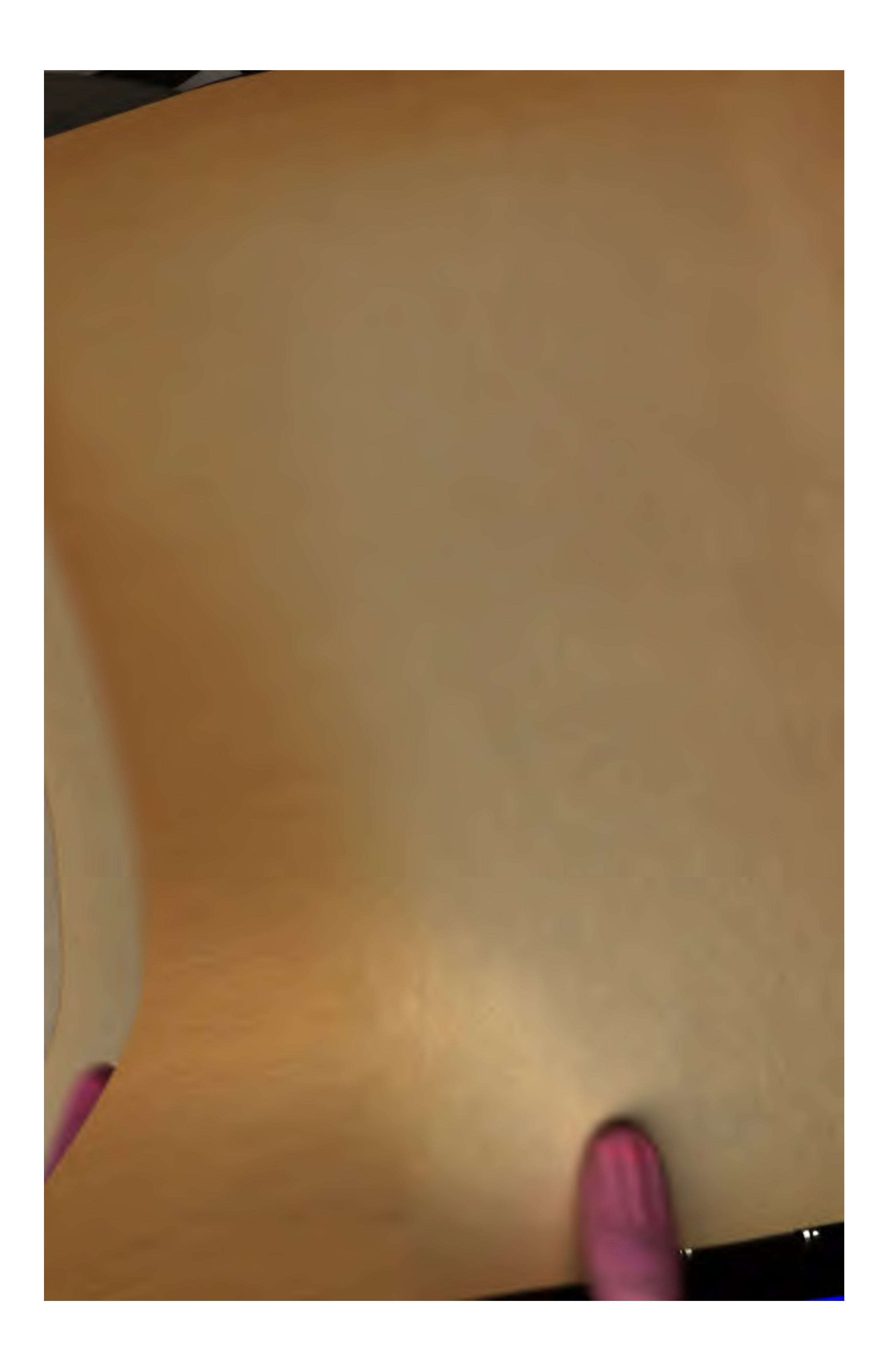

UNIVERSITY OF VIRGINIA LIBRARY
X030240326







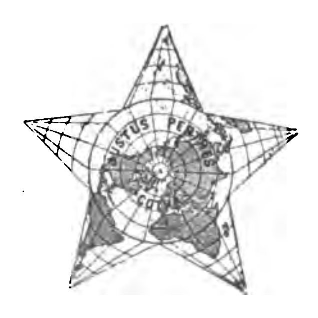
Dr. A. Petermanns Mitteilungen
aus
Justus Perthes' Geographischer Anstalt.
Herausgegeben von
Prof. Dr. A. Supan.

Ergänzungsheft Nr. 155.

Die Täler des nordwestlichen Himalaya.

Beobachtungen und Studien

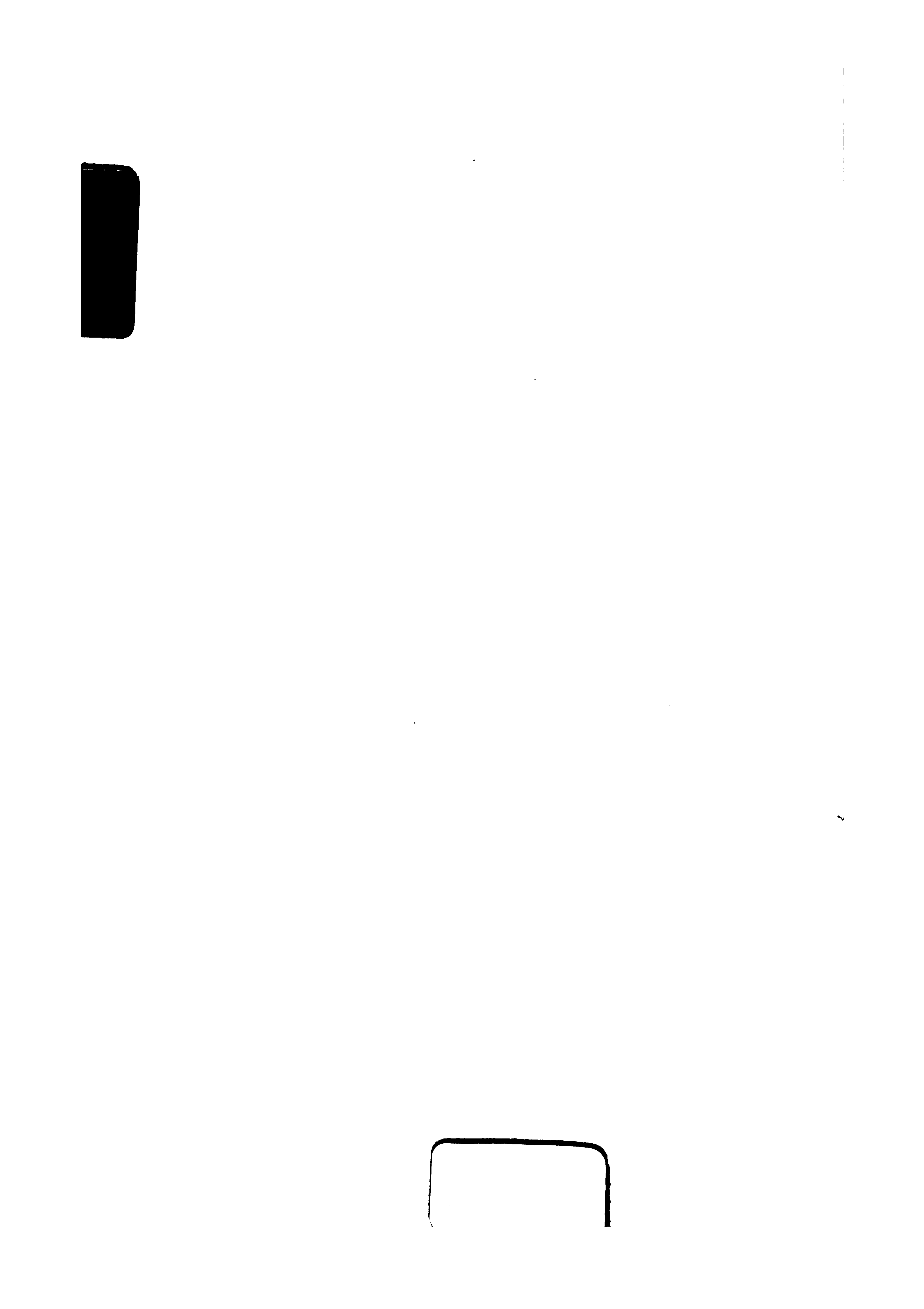
von
Dr. Karl Oestreich,
Privatdozent der Erdkunde an der Universität Marburg.



GOTHA: JUSTUS PERTHES.
1906.

Preis 8 Mark.

Geschlossen 30. Oktober 1906.





Dr. A. Petermanns Mitteilungen

aus

Justus Perthes' Geographischer Anstalt.

Herausgegeben von

Prof. Dr. A. Supan.

Ergänzungsheft Nr. 155.

Die Täler

des

nordwestlichen Himalaya.

Beobachtungen und Studien

von

Dr. Karl Oestreich,

Privatdozent der Erdkunde an der Universität Marburg.



GOTHA: JUSTUS PERTHES.

1906.

Preis 8 Mark.

Geschlossen 30. Oktober 1906.

Als Beiträge für diese Zeitschrift

werden *Abhandlungen, Aufsätze, Notizen, Literaturberichte* und *Karten* in ausgeführter Zeichnung oder skizziert, welche sich auf die Gebiete der Geophysik, Anthropogeographie, speziellen Landeskunde, astronomischen Geographie, Meteorologie, Nautik, Geologie, Anthropologie, Ethnographie, Staatenkunde und Statistik beziehen, erbeten. Ganz besonders sind verläßliche Notizen oder briefliche Berichte aus den *außereuropäischen* Ländern, wenn auch noch so kurz, nicht nur von Geographen von Fach, sondern auch von offiziellen Personen, Konsuln, Kaufleuten, Marine-Offizieren und Missionaren, durch welche uns bereits so wertvolle und mannigfaltige Berichte zugegangen sind, stets willkommen.

Reisejournale zur Einsicht und Benutzung, sowie die bloßen *unberechneten Elemente astronomischer, hypsometrischer und anderer Beobachtungen* und *Nachrichten über momentane Ereignisse* (z. B. Erdbeben, Orkane), sowie über *politische Territorialveränderungen* usw. werden stets dankbar entgegengenommen. Ferner ist die Mitteilung *gedruckter*, aber seltener oder schwer zugänglicher *Karten*, sowie *außereuropäischer*, geographische Berichte enthaltender *Zeitungen* oder anderer mehr ephemerer *Flugschriften* sehr erwünscht. — Für den Inhalt der Artikel sind die Autoren verantwortlich.

Die Beiträge sollen womöglich in deutscher Sprache geschrieben sein, doch steht auch die Abfassung in einer andern Kultursprache ihrer Benutzung nicht im Wege.

Originalbeiträge werden pro Druckbogen für die Monatshefte mit *68 Mark*, für die Ergänzungshefte dementsprechend mit *51 Mark*, **Übersetzungen** oder **Auszüge** mit der *Hälfte dieses Betrags*, **Literaturberichte** mit *10 Pf.* pro Zeile in Kolonel-Schrift, jede für die »Mitteilungen« geeignete **Originalkarte** gleich einem Druckbogen mit *68 Mark*, **Kartenmaterial** und **Kompilationen** mit der *Hälfte dieses Betrags* honoriert. In außergewöhnlichen Fällen behält sich die Redaktion die Bestimmung des Honorars für Originalkarten vor.

An *Verlagsbuchhandlungen* und *Autoren* richten wir die Bitte um Mitteilung ihrer Verlagsartikel bzw. Werke, Karten oder Separatabdrücke von Aufsätzen mit Ausschluß derjenigen lediglich schulgeographischen Inhalts behufs Aufnahme in den Literatur- oder Monatsbericht, wobei wir jedoch im vorhinein bemerken, daß über Lieferungswerke erst nach Abschluß derselben referiert werden kann.

Für die Redaktion: **Prof. Dr. A. Supan.** **Justus Perthes' Geographische Anstalt.**

Die Täler
des
nordwestlichen Himalaya.

Beobachtungen und Studien

von

Dr. Karl Oestreich,
Privatdozent der Erdkunde an der Universität Marburg.

Mit einer Karte, 36 Tafeln und 39 Figuren im Text.

(ERGÄNZUNGSHEFT No. 155 ZU »PETERMANNS MITTEILUNGEN«.)

GOTHA: JUSTUS PERTHES.
1906.

Inhaltsverzeichnis.

Tafeln (nach Aufnahmen eingeborener Photographen).

Figuren im Text (Originalzeichnungen des Verfassers).

Karte.

Vorwort.

Weder topographische Erkundigung noch geologische Aufnahme ist in den nachfolgenden Blättern niedergelegt, sie sind vielmehr die Ergebnisse eines geomorphologischen Streifzuges. Wissenschaft ist nichts anderes als methodische Betrachtungsweise, und jede methodische Betrachtungsweise entspricht einem Bedürfnis des denkenden Menschen. Wie die geologische Methode dem Bedürfnis entspricht, klar zu sehen in der Frage nach dem Alter und nach den Gesetzen der Verteilung der Gesteine, so antwortet die Geomorphologie oder vergleichende Landschaftskunde auf die Frage nach der Entstehung der heutigen Landschaftsformen.

Der nordwestliche Himalaya, den ich im Jahre 1902 als Topograph der Workmanschen Expedition, auf dem Wege nach Baltistān und von dort zurückkehrend, durchquerte, ist in den 60er Jahren von den Offizieren und Beamten des Great Trigonometrical Survey of India aufgenommen worden, und es liegen daher die betreffenden Blätter des Atlas of India, 4 miles 1 inch oder 1:253440, vor. In den 70er Jahren wurde das Staatsgebiet des Maharādscha von Dschęmmu und Kaschmir durch Lydekker geologisch aufgenommen, und in dem XXII. Bande der »Memoirs of the Geological Survey of India« ist das Aufnahmeergebnis zusammenfassend niedergelegt. Eine Karte »Geological map of the Kashmir and Chamba Territories and Khagan« in 1:1013760 begleitet den Text. Eine zusammenfassende Gesamtdarstellung des Landes verdanken wir sodann Frederic Drew. In seinem ausgezeichneten Buche »The Jummoo and Kashmir Territories. A geographical account« (London 1875) ist außerordentlich viel des Wissenswerten in geographischer, naturwissenschaftlicher, ethnographischer und historischer Hinsicht verarbeitet; und vieles, was Drew, der jahrelang als Superintendent des Minendepartements im Dienste des Maharādscha von Kaschmir stand, über die jüngste geologische Geschichte beobachtet hat, ist von Lydekker wörtlich übernommen worden. Notgedrungene Beschleunigung der Reisevorbereitungen machte es mir unmöglich, die Literatur vorher gründlich zu studieren, nur Lydekkers Memoir war mir bekannt. Das hatte wiederum den Vorteil, daß ich unbefangen beobachtete und später in der Lage war, meine Beobachtungen an Hand der vorliegenden Literatur auf ihren Wert und ihre Richtigkeit zu beurteilen.

Meine Aufgabe bestand in einer topographischen Aufnahme des Tschoschogletschers[1]) in Baltistān. Aber während der etwa einen Monat dauernden Reise vom Gebirgsrande zu den Gletschern führte der Weg durch Landschaftsformen von solcher Eigenart und Größe, stand ich immer wieder vor neuen Rätseln, auf die mir weder die geologische noch die topographische Karte die Lösung geben konnte, daß sich mir die Notwendigkeit aufdrängte, die geomorphologische Eigenart jeder der großen Landschaftsformen, die an mir vorüberzogen, zu erkennen, und so wage ich es, meine Beobachtungen in geomorphologischen Einzelbildern wiederzugeben. Selbstverständlich darf ich mir nicht schmeicheln, die Probleme endgültig gelöst zu haben. Aber ich hoffe doch, daß der in den folgenden Ausführungen niedergelegte Beobachtungsstoff auch anderen von Nutzen sein kann als Fingerzeig, auf welche Art die Landschaftsformen in diesem Hochgebirge entstanden sein mögen, und als Beitrag zur vergleichenden Landschaftskunde der Hochgebirge wollen diese Blätter gelten.

[1]) Chogo Loomba der Karten.

Der Verfasser.

Dr. A. Petermanns Mitteilungen

aus

Justus Perthes' Geographischer Anstalt.

Herausgegeben von

Prof. Dr. A. Supan.

Ergänzungsheft Nr. 155.

Die Täler

des

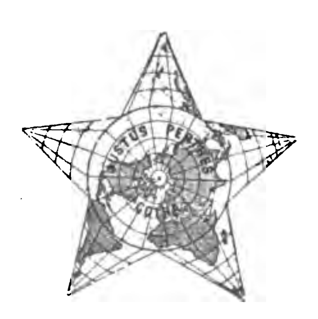
nordwestlichen Himalaya.

Beobachtungen und Studien

von

Dr. Karl Oestreich,

Privatdozent der Erdkunde an der Universität Marburg.



GOTHA: JUSTUS PERTHES.

1906.

Preis 8 Mark.

Geschlossen 30. Oktober 1906.

NNW umschwenkt, so daß er sich in das Kaschgarische Gebirge und den Mustag-ata fortsetzt, in denen beinahe schon NS-Streichen herrscht. So schmiegt sich denn auch das Streichen des Kwen-lun-Endes der großen Himalayascharung an. Es erscheint nicht ausgeschlossen, daß sich noch einmal die Notwendigkeit ergeben wird, für den Mustag-ata und damit für den westlichen Kwen-lun eine posthume »Himalaya«-Faltung annehmen zu müssen. Jedenfalls ist die Frage nach der nördlichen Abgrenzung des Himalayasystems in ein neues Stadium gerückt.

Die Mustag- oder Kārākorumkette, die man bislang als nördlichste Zone des Himalaya anführt, wird sicher mit Recht zu diesem System bezogen. Sie ist ja nur ein Teil des gewaltigen Gneismassivs von Ladāk und Baltistān; und trotz seiner gewaltigen Höhe — enthält es doch im K_2 den zweithöchsten Berg der Erde! — und Ausdehnung, die uns an die alten archäischen Kerne denken läßt, ist dieses Gneisgebirge junges Gebirge. War es doch einst wahrscheinlich vollständig von karbonischen und mesozoischen Meeresablagerungen verhüllt, von denen Reste im Gebiet des Schigarflusses allenthalben vorhanden sind, wenn auch meist in hochgradig verändertem Zustand. Wenig ist von diesen erst bekannt. Godwin-Austen[1]) und ihm folgend Lydekker[2]) haben aus der Gegend von Schigar einige Profile geliefert; Lydekker hat festgestellt, daß eine ganze Zone dieser Gesteine, in die Himalayarichtung eingeschwenkt, das Brāldūtal oberhalb von Askole kreuzt. Conway[3]) fand dieselben hochmetamorphosierten Gesteine im Gebiet von Hunza, ich selbst sah sie die nördlichen Gehänge des Tschocho (Chogo)-Gletschertals zusammensetzen. Es besteht kein Zweifel darüber, daß dieses gewaltigste Massengebirge der Erde, auch wenn es bereits im paläozoischen Zeitalter vorgebildet gewesen sein sollte, am Ende dieses Zeitalters wieder eingeebnet und vom Meere überflutet war, und daß es in seiner heutigen Erscheinung erst als ein Glied der jugendlichen Himalayafaltung aufgerichtet wurde.

Wie sich der Mustag-ata[4]) zu dem jungen Gneismassiv von Ladāk-Baltistān, also auch zur Mustagkette verhält, darüber ist mit Sicherheit ein Urteil noch nicht möglich. Aber die Einsicht in die Geschichte der Mustagkette, die wir doch immerhin besitzen, und die Ähnlichkeit der Richtung des Gebirgsstreichens in beiden Hochketten, legt uns den Gedanken nahe, im westlichen Kwen-lun ein umgefaltetes, »Himalayagewordenes« Kwen-lun-Stück zu sehen[5]).

Wie wenig Sicherheit noch unserer Kenntnis von diesen Grundproblemen der geologischen Geschichte Innerasiens innewohnt, geht daraus hervor, daß einzelne[6]) unter den im Himalaya arbeitenden Geologen in dem Gneismassiv von Ladāk-Baltistan nur einen Teil einer uralten altpaläozoischen Aufragung erblicken, die als solche sowohl für die Sedimentation der mesozoischen Meere eine Grenze abgab, als auch für die jugendlichen Faltungsvorgänge des Hindukusch und des Himalaya ein stauendes Hindernis darstellte. Griesbach läßt den Hindukusch mit seiner Fortsetzung zum kleinen Pamir, sowie alles Land südlich dieser Linie, also Kafiristan, Swat, Tschitrāl, Dardistan, Gilgit und das nord-

[1]) H. H. Godwin-Austen, Geological notes on part of the North-Western Himalayas. Quart. Journ. Geol. Soc., Bd XX.

[2]) Lydekker, The geology of Káschmír and Chamba Territories, and the British District of Khágán. Memoirs of the geological Survey of India, Bd XXII, 1883, S. 186—92.

[3]) Erwähnt bei Sueß, Face de la Terre I, S. 573f.

[4]) Mustag bedeutet »Schnee« in den turkestanischen Sprachen. Daher das häufige Vorkommen dieses Wortes in der landesüblichen Gebirgsnomenklatur.

[5]) Futterers Karte gibt »Karakorum-Kette« und »Mustagh-Kette« mit der Signatur der Ketten des Kwen-lun wieder, obwohl er im Text dieser Frage nicht näher tritt. — Sueß (Antlitz d. Erde III, 1, S. 348) kommt zum Schluß, daß der Mustag-ata die Fortsetzung der Mustagkette von Baltistān darstellt.

[6]) Griesbach, The geology of the Saféd Koh. Records of the geological Survey of India, Bd XXV, 1892, S. 66. — Middlemiss, Geology of Hazara and the Black Mountain. Memoirs of the geological Survey of India, Bd XXVI, 1896, S. 283.

westliche Kaschmir, also das Gneismassiv von Ladāk-Baltistān, eine große, altkristalline Masse bilden, auf der sich höchstens paläozoische Denudationsreste fänden, die also während des mesozoischen Zeitalters Festland, wenn nicht Gebirge gewesen wäre. Diese Anschauung widerspricht der im obigen gegebenen theoretischen Darstellung, aber auch, soweit es sich heute überblicken läßt, dem tatsächlichen Befunde. Entscheidende Fossilien haben die oberen Lagen der eingeklemmten Sedimentärzonen von Baltistan ja noch nicht geliefert, aber aus Gründen der Überlagerung scheint sich mit Sicherheit zu ergeben, daß sie wenigstens in die Trias hineinreichen. Ferner darf aus dem heutigen Fehlen des Deckgebirges kein Schluß gezogen werden auf ein ursprüngliches Fehlen desselben; denn je höher das Grundgebirge erhoben ist, um so mehr unterliegt das Deckgebirge der Zerstörung, und in dem in Rede stehenden Gebiet ist das Grundgebirge bekanntlich bis zu 6000, ja 7000 und 8000 m erhoben!

Mit dieser Kritik von Griesbachs Konstruktion eines uralten, seit dem Paläozoikum als Festland verbliebenen Gebirgskerns in der Naht zwischen Himalaya und Hindukusch soll jedoch keine Kritik geübt werden an der von demselben Autor und noch bestimmter von Middlemiss[1]) ausgesprochenen Ansicht, daß dem heutigen Himalaya frühere Aufrichtungen vorangingen. Eine Denudationsdiskordanz, also Trockenlegung mit darauffolgender Störung irgendwelcher Art und neuerlicher Überflutung, ist für die Zeit zwischen Oberkarbon und mittlerer Dyas im Zentral-Himalaya nachgewiesen[2]), und die Verfechter der Existenz eines prätertiären Himalaya behaupten ja nicht, daß das Gebirge als solches die ganze geologische Zeit hindurch bestanden habe, auch nicht, daß es jemals die gleiche Höhe wie heutzutage besaß. Es mag, wie Middlemiss, ohne damit seiner Anschauung zu nahe zu treten, gern zugibt, zu gewissen Zeiten aus einem Archipel gebirgiger Inseln bestanden haben, nur etwa vom gleichen Grundplan, wie ihn das heutige Himalayagebirge verkörpert.

Uns berührt diese Streitfrage, so interessant sie als Problem historisch-geologischer Forschung sein mag, nur wenig. Der heutige Himalaya datiert erst aus der Zeit nach dem Eocän, und uns beschäftigt hier die Erklärung der Formen des heutigen Gebirges. Der Zweck dieser geologisch-historischen Übersicht war lediglich der, zu zeigen, daß es sich bei den Gegenständen der nunmehr folgenden Untersuchung nicht um uralte, aus paläozoischer Zeit hergeleitete, sondern um jugendliche, vielleicht heute in ihrer Entwicklung und Umänderung noch nicht einmal abgeschlossene Formelemente handelt.

I. Zur orographischen und geologischen Gliederung des nordwestlichen Himalaya.

Das Wesentliche im orographischen Bilde eines Gebirges ist Gestalt und Verlauf der Wasserscheiden. Diese selbst aber sind das Sekundäre; in ihrer Gestalt, also Form und Höhe, abhängig von der Summe der bisher geleisteten Abtragung, in ihrem Verlauf, also Richtung und Länge, bestimmt durch die Lage und den Entwicklungsgrad der Entwässerungslinien.

Ein Längengebirge besteht aus Einzelgebirgszügen, die durch Niederungen, nämlich Becken und Täler, getrennt sind. Die Einzelgebirgszüge schärfen sich zu Bergkämmen zu oder ragen als Hochfläche auf. Die Querung eines Längengebirges geschieht von Niederung

---

[1]) Middlemiss, Physical Geology of the Sub-Himalaya of Garwhāl and Kumaun. Memoirs of the geological Survey of India, Bd XXIV, 1891, S. 3; sowie a. a. O. (Memoirs XXVI), S. 283 f.

[2]) Diener, Die Äquivalente der Carbon- und Permformation im Himalaya. Sitzber. d. Kaiserl. Akad. d. Wiss., Math.-nat. Kl., Bd CVI, Abt. I. Wien 1897. S. 453.

zu Niederung, und zwar entweder auf dem Wege über die tiefsten Einsattelungen der Kammlinien, sowie die bequemsten Zugänge zu den Hochflächen, oder aber mittels der natürlichen Querfurchen, die einen Einzelgebirgszug von Niederung zu Niederung durchsetzen, die Durchgangstäler.

Der Querschnitt des nordwestlichen Himalaya, den ich kennen lernte, ist der bekannte, aber meist nur von Sportsleuten besuchte Weg von Rawl Pindi über Kaschmir zu den Gletschern von Baltistān, und zwar wurden mir im Mittelstück dieses Weges zwei Varianten bekannt, der Übergang über den Sodschi-La [1]) und der über die Hochfläche der Déusī. Die Abweichungen von der geraden Querrichtung sind so geringfügig, daß sich längs des Reisewegs die orographische Gliederung des Gebirges von selbst ergibt.

Die die Wasserscheiden enthaltenden Einzelgebirgszüge, sowie die Entwässerungslinien treten uns im Längengebirge entgegen als Längsformen oder als Querformen. Das sind die beiden Grundtypen, und zwar scheint es, worüber aber erst in einem späteren Abschnitt die Rede sein wird, daß die Arbeit der Denudation in einem Längengebirge darin besteht, das hydrographische Querrelief in ein orohydrographisches Längsrelief zu verwandeln. Im Falle des Himalaya ist diese Umbildung schon sehr weit vorgeschritten, es sind ausgezeichnete Längstäler ausgebildet worden, deren Flüsse, um die Erosionsbasis, die indogangetische Ebene, zu erreichen, in kurzen Quertalstrecken die vordersten Wasserscheideketten durchbrechen. Aber diese Einschnitte sind schmal, und die längsgerichteten Einzelketten sind auf weite Erstreckung hin zu verfolgen.

Auf die Talfurche, die — wie wir sehen werden, im großen und ganzen [2]) — die Eingangspforte in das Gebirge darstellt, paßt aber weder die Bezeichnung »Längstal« noch die Bezeichnung »Quertal«. Das Tal des Mittellaufes [3]) des Dschilęm [4]) liegt in einer Scharungsniederung. Der tektonische Grundzug der westlichen Himalaya-Endigung ist die Scharung, in der Himalaya-Bogen und Hindukusch-Bogen sich aneinander legen. Die geologische wie die orographische Karte zeigen hier die bekannte guirlandenartige Verknüpfung gleichartiger Schicht- und Erhebungssysteme, und in der die Scharungslinie darstellenden Naht fließt der Dschilęm aus dem Gebirge heraus.

Etwa 150 km weit in das Gebirge, von der Stadt Dschilęm bis Muzafarabād, führt diese Scharungstalstrecke des Dschilęmflusses. Hier erst beginnt das Quertal, und zwar der Scharung entsprechend, hat es die Richtung von WNW nach OSO. Es wird nun die vorderste Kette des Gebirges, aus Gneis mit einem Mantel paläozoischer und mesozoischer Schichten und einer breiten Vorlage Tertiär bestehend, in der Quertalstrecke des Dschilęm von Muzafarabād bis Baramula durchmessen. Dieses Quertal ist ein echtes Durchgangstal. Der Dschilęm sammelt seine Gewässer in der breiten Talebene von Kaschmir in 2000—1600 m; in der Ebene des Pendschab bei der Stadt Dschilęm liegt er in nur noch 260 m Meereshöhe. Das Gebirge, das er durchbrochen hat, erreicht in seiner kristallinischen Kernzone die Höhe von 4400 m unmittelbar nördlich und 3800 m unmittelbar südlich des Durchbruchs.

Die Talebene von Kaschmir, der die Eigenschaften einer Wassersammelader innerhalb des Gebirges zukommen, bildet den Fuß einer zweiten, noch höheren Kette, die außer im unbekannten W — und zwar vom Indus — von keinem Flusse durchbrochen wird. Die tiefste Einkerbung dieser Gebirgskette ist der Sodschi-La (3450 m). Gegen W zu erscheint

---

[1]) La (tibetisch) = Paß. Die Bewohner der Landschaft Ladāk, der die Nordabdachung des Passes angehört, sind tibetischen Stammes.

[2]) Siehe den Abschnitt II: Die Austrittschlucht des Dschilęm.

[3]) Besser würde man »Gebirgsunterlaufstrecke« sagen. Denn es sind beim Dschilęm vier Laufstücke zu unterscheiden: Kaschmir, das Quertal Baramula-Muzafarabād, die Austrittsschlucht Muzafarabād-Dschilęm und der Lauf in der Ebene des Pendschab.

[4]) Die englische Schreibung ist Jhelam oder Jhelum, und so schreiben auch unsere Karten.

diese Gebirgskette dadurch gegliedert, daß sich ein neues Längstal, das der Kischaganga, einschiebt. Der südliche Zug unserer zweiten Gebirgskette, der also die Kaschmir-Ebene vom Kischagangatal trennt, erreicht Höhen von 4000 m, sodaß er, wie die ungebrochene Kette weiter östlich im Sodschi-La, gleichfalls auf einem hohen Passe überschritten werden muß, dem Radschdiangan (3500 m). Viel größere Höhen erreicht aber die Parallelkette nördlich der Kischaganga. Wenn man daher den westlichen Weg über den Radschdianganpaß und das Kischagangatal wählt, hat man die Höhe des Gebirges in der Hochfläche der Déusī zu überschreiten, und der höchste Punkt des Paßübergangs liegt auf diesem Wege in 4780 m Meereshöhe. Die zweite Gebirgskette besteht in ihrem vordersten Teile aus einem regelmäßig gefalteten, jedoch nach außen — also SW — überschobenem System paläozoischer und mesozoischer Schichten, in der Hauptsache aber aus Gneis und anderen kristallinischen Gesteinen, auch Granit. Versprengte Reste sedimentärer Auflagerungen, z. B. auf dem Gneis der Déusī, zeigen jedoch an, daß wir auch hier nicht ein zur Zeit der letzten Faltung noch unberührtes Kerngebirge vor uns haben, daß hier vielmehr infolge höherer Erhebung eine fast vollständige Abtragung des auch hier früher sicher vorhanden gewesenen Deckgebirges eingetreten ist.

Steil bricht diese zweite Gebirgskette zum Industal ab, selbst wo dieses, wie im Becken von Skārdū, eine breite Einsenkung darstellt, und nicht eine enge Schlucht, wie oberhalb und unterhalb. Hiermit sind wir bei der großen Längsfurche Indus-Tsangpo angelangt, die in hydrographischer Hinsicht die größte Merkwürdigkeit des Himalaya bedeutet, nicht aber ungleichartige Gebirgsteile voneinander scheidet. Hüben wie drüben ist »Himalaya«. Im mittleren Teile seines Längslaufs in Ladāk, ist das Industal, das uns hier allein angeht, auch seiner heutigen geologischen Lage nach ein Längstal, indem es der ganzen Ausdehnung der eocänen Zone von Ladāk folgt; aber sowie es diese verlassen hat, erscheint es nur noch im Verhältnis zum Gebirgsganzen als Längstal. Von dem Gebirge nördlich der Längsfurche interessiert uns nur der nordwestliche Abschnitt, der nicht nur seiner Höhe nach, sondern auch morphologisch »Hochgebirge« ist, und außerdem auch geologisch besser bekannt ist, als die großen Hochflächen des südöstlichen Abschnittes. Es unterscheidet sich das Gebirge nordöstlich des Indus von dem Gebirge südwestlich des Flusses durch die Art seiner Entwässerung: links des Flusses Querdrainage, rechts des Flusses Längsdrainage mit kurzen Quertalstrecken. Jedenfalls fällt der Parallelismus auf: Indus-Schayok-Nubra, Indus-Schigar-Biafo-Tal. Ein echter Querfluß ist der linke Quellarm des Schigar, der Brāldū, dessen am Fuße des K_2 beginnende Oberlaufstrecke vom Baltōro-Gletscher eingenommen wird.

Dieses Vorherrschen der Längstäler, denen ja wiederum ganze Systeme von Quertälern tributär sind, ergibt in dieser dritten Gebirgskette eine viel größere orographische Zersplitterung, als in den vorhergehenden, und dieser Reichtum des Reliefs zusammen mit der größeren Erhebung hat in dem nordwestlichen Abschnitt des Himalaya erst hier, in der dritten Gebirgskette, die Krönung des ganzen Gebirges geschaffen, in der Gletscherwelt von Baltistān, die die längsten — außerarktischen — Gletscher enthält, und unter anderen Hochgipfeln von mächtiger Höhe den zweithöchsten Berg der Erde, K_2. Gewöhnlich beschließt man mit dieser Mustag genannten Gebirgskette die Aufzählung der Zonen des Himalaya, und wenn auch, wie oben bemerkt, kein Grund einzusehen ist, warum die Züge des Kwen-lun von denen des Himalaya zu trennen wären, will auch ich hier abbrechen, weil ich weiterhin nicht mehr nach eigenen Eindrücken oder Studien würde berichten können.

Auf den ersten Blick möchte diese scheinbare Rückkehr zu unwissenschaftlicher, rein orographischer Gliederung des Gebirges unnötig erscheinen. Und doch ist es von Interesse, diese rein orographische Gliederung mit der geologischen zu vergleichen, die auf Grund

der Studien von Lydekker und Godwin-Austen von Sueß im »Antlitz der Erde« gegeben wird. Solche geologische Gliederungen stellen stets ein Kompromiß dar; sie wollen das durch die tektonischen Leitlinien bestimmte geognostische Bild wiedergeben und zwar im Anschluß an die Oberflächenverhältnisse, wie sie die Denudation geschaffen hat. Man sieht die orographischen Verhältnisse, und möchte in ihnen die geologischen Verhältnisse wiedergespiegelt finden. Sehen wir zu, inwie weit diesem menschlichen Wunsche in der Natur Rechnung getragen ist.

In sieben Zonen zerlegt die geologische Forschung das ganze von uns nach seinem orographischen Querschnitt betrachtete Gebiet.

1. Die Zone der tertiären Vorberge.
2. Die vorderste Kernzone des Pir Pandschāl und Dhauladhār.
3. Die oberpaläozoische und mesozoische Mulde von Kaschmir.

Die Kammhöhe des vordersten orographischen Hochgebirgszuges wird in der Tat von der Kernzone des Pir Pandschāl gebildet. Zwar ist in diesem nur gerade in der Firstlinie die paläozoische und mesozoische Hülle abgedeckt. Aber wir können tatsächlich annehmen, daß hier eine breite antiklinale Aufwölbung des Grundgebirges besteht. Gegen NO schmiegt sich an diese ein System gegen SW überschobener Sedimente, aus Paläozoikum und Mesozoikum bis zum Jura bestehend. Das ist die Mulde von Kaschmir. Gegen SO zu wird sie unterbrochen, dadurch daß sich das Kerngebirge hoch heraushebt,

4. das Zanskarmassiv

bildend. Von diesem hat die Denudation die früher wahrscheinlich bestandene Sedimentdecke weggenommen. Da die Zanskarmasse die Trennung der Mulde von Kaschmir und der von Spiti darstellt, so folgt, daß im NW, wo die Zanskarmasse in die Tiefe sinkt, die Mulde von Kaschmir und die von Spiti einen einheitlichen Komplex bilden. In der Tat setzt sich die Mulde von Spiti, durch den Einschnitt des Surutals unterbrochen, über den Sodschi-La zur Kischaganga fort.

Da die Zanskarmasse also aussetzt, sehen wir als viertes Glied in unserem Querprofil

5. die Fortsetzung der Mulde von Spiti, die allerdings mit der Mulde von Kaschmir verwachsen erscheint.

Innerhalb der Mulde von Kaschmir, und zwar nahe ihrem südwestlichen Rande befindet sich das Talbecken von Kaschmir, im Gebirgsstreichen gelegen, ebenso wie das Tschandra-Bhāga-Tal des oberen Tschināb[1]), das gerade auf das Talbecken von Kaschmir zuzustreben scheint, und kurz bevor es dieses Becken erreicht hat, nach S abschwenkt. Unwesentlich scheint, daß die Lage des Talbeckens von Kaschmir, wie das Profil bei Lydekker[2]) zeigt, einer, und zwar der westlichen Synklinale der großen sog. Mulde von Kaschmir entspricht. Bei derartig übermäßig gefalteter Lagerung ist an einen ursprünglichen Zusammenhang zwischen tektonischer Muldenform und orographischer Hohlform schwer zu denken. Ebensowenig dürfen wir die Bestätigung eines vermuteten Zusammenhangs zwischen Tektonik und Orographie darin sehen, daß die Lage des Sodschi-La, des Paßübergangs über die zweite Hauptkette, einer antiklinalen Aufwölbung innerhalb derselben sog. Mulde von Kaschmir, besser von Kaschmir-Spiti genannt, entspricht.

Die in der erwähnten Aufzählung nächstfolgende Zone,

6. die eocäne Zone des oberen Indus,

reicht nur mit spärlichen Denudationsresten in das von uns zu betrachtende Gebiet. Die Mulde von Kaschmir-Spiti wird nun im N und NW förmlich umwallt von der nächsten Zone,

7. der großen Gneismasse von Ladāk und Baltistān,

---

1) Die englische Schreibweise ist Chenab.
2) A. a. O. Pl. III, Fig. 2.

die vom oberen Indus und Schayok her in gewaltiger Breite über das Indusknie und den Hochgipfel des Nanga Parbat (8120 m) bis in die Gegend der Scharung am Dschilem streicht und von da, wie aus der Einleitung erinnerlich, sich noch bis zum Hindukusch ausdehnt. Man hat nach der Möglichkeit einer Gliederung dieser Gebirgsmasse gesucht. Sueß geht vom Vorhandensein der bereits erwähnten Einfaltung gegen SW überschobener paläozoischer und mesozoischer Sedimente im Gebiet des Schigar-Flusses aus, und trennt so die Gneis- und Granitzone von Ladāk von der Gneiszone des Mustag. Godwin-Austen[1]) hat entsprechend der Längstalgliederung und der dadurch gegebenen Richtung des Gebirgsstreichens die Aufstellung einer Reihe von Einzelgebirgszügen vorgeschlagen:

die Ladākkette
die Schayokkette
die Mustagkette.

Vom geologisch-tektonischen Standpunkt aus ist eine solche Einzelgliederung nicht haltbar, und wir sehen wohl richtiger mit Sueß in dem ganzen Gneisgebiet von Ladāk und Baltistān ein einheitliches, abgetragenes und dann wieder gehobenes Grundgebirge, das vom Indus und seinen Nebenflüssen in einer Weise durchschnitten wird, die in den heutigen Verhältnissen unverständlich, ihre Ursache in der Struktur der verschwundenen Sedimentdecke hat, bzw. in der Anpassung der erodierenden Flüsse an das stratigraphische Relief. Unter diesem Gesichtspunkt können wir dann auch Längs- und Quertalstrecken im Laufe des Indus unterscheiden; und nur der topographischen Orientierung wegen betrachten wir die seinerzeit von dem morphologisch am besten geschulten Kenner des Gebirges, Godwin-Austen, vorgeschlagene orographische Gliederung der großen Gneismasse.

Die Ladākkette ist die Hochgipfelkette, die die Wasserscheide zwischen dem Indus-Längstal von Ladāk und dem Unterlauf des Schayok bildet. Die höchsten Erhebungen betragen 6- bis 6500 m, die tiefste Einsattelung ist der Tschorbatpaß (5075 m), der zum Übergang von der Hauptstadt Leh nach Khapalu am Schayok benutzt wird. Das östliche Ende dieser Kette wird durch den Talzug dargestellt, der über den Tsakapaß (4620 m) die Indus-Talstrecke des Kokzhung mit dem Pangkong-See verbindet. Aber im Bestreben, auf möglichst lange Erstreckung hin die Gliederung dieses Gebirges in einem Schema weniger, langgestreckter Hochgipfelketten ausdrücken zu können, zieht Godwin-Austen die Fortsetzung der Ladākkette bei der Einmündung des Hanleflusses über die kurze Quertalstrecke des Indus hinüber, so daß sie die Wasserscheide südlich des Indus und seines Gartok-Oberlaufes bildet; in der tibetischen Provinz Hundes läßt er sie den oberen Setledsch überschreiten und erst in dem 7730 m hohen Gurla südlich der Mansarowar-Seen würde sie ihr Ende finden, wenigstens für unsere heutige Kenntnis. Daher spricht Godwin-Austen von der Ladāk-Gurlakette. Ebenso zieht er die im Winkel des Zusammenflusses von Schayok und Nubra streichende Hochgipfelkette bis zu dem nördlich der Mansarowar-Seen aufragenden Gipfel des Kailas Gangri (6650 m), so daß er auch von einer Schayok-Kailaskette redet. Wissenschaftlicher Wert kommt diesen Gliederungsversuchen nicht zu, ebenso wenig, wie wenn wir die Ladākkette uns über die Indus-Querstrecke von Karmā-Tolti fortstreichend denken zu den Déusī-Hochflächen und zum Nanga Parbat, oder die Schayokkette sich fortsetzend in die südwestlich der metamorphen Zone von Baltistān gelegene Hochgipfelkette zwischen Indus und Schigar mit Haremosch (7397 m) und Rakipuschi (7190 m). Und gar die streichende Fortsetzung der Mustag-Hochgipfelzone nordöstlich der erwähnten metamorphen Zone ist in der Gegend des Kārākorempasses von ganz anderem geologischem Charakter:

---

[1]) Godwin-Austen, The President's address. Geogr. Sect. Brit. Assoc. Southport. (Proceedings of the Royal geographical Society. New Series, Bd V, 1883. S. 610—25.) — Derselbe, The Mountain Systems of the Himalayas and neighbouring Ranges of India. Daselbst Bd VI, 1884, S. 83—87 mit Karte.

das Gneismassiv ist in die Tiefe getaucht, die Hochkette, die Ostturkestan vom Schayokgebiet trennt, sowie die Region der gewaltigen Dipsang-, Lingzhītang- und Kwen-lun-Hochflächen gehören dem Deckgebirge an. Und so wenig uns geologisch von diesen Gebieten bekannt ist, das ist gewiß, daß wir nicht die Bezeichnungen Mustagkette und Kārākorąmkette gleichwertig gebrauchen können. Auch ist das Mustaggebirge keine Kette, sondern eine breite Anschwellung, außerordentlich hoch erhoben, durch sehr tief eingeschnittene Längstäler wiederum in mehrere Hochgipfelketten gegliedert.

Der Vergleich der geologischen mit der orographischen Gliederung ergibt also, daß die vorderste Hochkette einer Aufwölbung des Grundgebirges entspricht, die erste der Binnen-Niederungen an das Auftreten einer geologischen Mulde des Deckgebirges geknüpft ist. Die zweite Hochkette aber zeigt bereits abweichendes Verhalten. Im südöstlichen Abschnitt entspricht sie als Zanskarmasse einer Aufragung des Gneisgebirges, dem im NO die geologische Mulde von Spiti angeschmiegt ist. In der Fortsetzung jenseit des Suru besteht aber auch der wasserscheidende Kamm aus den antiklinal aufragenden paläozoischen und mesozoischen Gesteinen, die in der vorderen Kette (diesseit der Kischaganga) das Grundgebirge fast vollständig verhüllen. Aber nunmehr dehnt sich gegen NO zu die Gneismasse von Ladāk und Baltistān, ihr gehört sogar bereits das nördliche Einzugsgebiet der Kischaganga an, und für die Indus-Längsfurche ist in der geologischen Gliederung kein Platz, wenigstens nicht für das Industal von Baltistān.

Die Hauptfrage ist, was bedeutet diese gewaltige Anschwellung von Gneisgebirgen? Lydekker hat nach Stoliczkas Vorgang in ihr den primären Zentralgneis von dem aus umgewandelten paläozoischen Schichten gebildeten Gneis unterschieden, eine Unterscheidung, die Oldham[1]) wieder aufgegeben hat. Und doch scheint diese Unterscheidung sich dem Reisenden aufzudrängen, und als eine praktisch einfache, zugleich die ganze Schwierigkeit der Frage ausdrückende, vorläufige Lösung sich zu empfehlen. An vielen Stellen sieht man die Gneise in gewiß nur umgewandelte Sedimente, metamorphe Schichten übergehen, so z. B. an der Einbiegung in das Becken von Skārdū, auf dem Pfade links des Indus. Es sei ferner erinnert an die mehr oder weniger metamorphosierten Sedimentschichten, die als Denudationsreste dem Gneis der Déusī-Hochflächen auflagern, an die metamorphe Zone des Brāldū und Bascha, endlich an die Gesteine des Burgfelsens von Skārdū und überhaupt die Gesteine des Bergsporns von Strongdokmo[2]). All' diese Vorkommnisse unterbrechen das orographische Relief nicht. Die eingeklemmten Reste der Sedimentdecke erscheinen in das Grundgebirge mit verarbeitet. Ferner enthält die Gneismasse große Komplexe vulkanischer Gesteine, Serpentin, Gabbro, Hornblendegesteine und echten Granit. Man kann im Einzelfalle oft nur schwer entscheiden, ob man sich echtem Granit oder bloß einem Granitgneis gegenüber befindet.

Was aber auffallen muß, ist die merkwürdige Armut an sonstigen kristallinischen Schiefern. Ziehen wir z. B. die Tauern zum Vergleich heran, so haben wir Zentralkerne von Gneis in einem Mantel von Glimmerschiefern und Phyllit, welch letztere räumlich bei weitem vorherrschen. Im Himalaya dagegen herrschen auch räumlich der Gneis und der Granit vor. Kristallinische Schiefer, wie in den Zentralalpen, sah ich erst in den Gegenden nördlich des Indus und nur im oberen Baschatal und am Tschocho Luma. Vielleicht sind sie auch im Mustaggebirge verbreitet.

Fassen wir diesen bedeutsamen Unterschied zwischen zentralalpiner und Himalaya-Ausbildung der kristallinen Zonen, auf den aber, so weit mir bekannt, noch niemals in dieser Weise hingewiesen wurde, in wenigen Worten zusammen, so scheint sich folgendes

---

[1]) Oldham, A Manual of of the Geology of India. 2. Aufl. Calcutta 1893, S. 41.

[2]) Abschnitt VII dieses Heftes.

zu ergeben: Die Alpen besitzen eine, dem Zentralgneis beiderseitig anliegende, ihn stellenweise verhüllende Zone kristalliner Gesteine, die sich immer mehr als umgewandelte paläozoische Sedimente erweisen. Ihr hochkristallinischer Charakter ist also vielleicht ein Produkt der doppelten Gebirgsbildung, der intrakarbonischen und der intratertiären. Im Himalaya haben wir gleichfalls metamorphe Gesteine. Aber diese haben viel deutlicher ihre sedimentäre, ursprüngliche Art bewahrt. Sie sind von dem Zentralgneis, z. B. der Ladākmasse, nicht durch Glimmerschiefer oder Phyllite getrennt. Sie sind nicht selbst zu solchen Glimmerschiefern oder Phylliten geworden. Sie haben nicht diese hochgradige Umwandlung erlitten, obwohl, was die Vertikalverschiebung anlangt, das Gebirge ebenso hoch oder noch höher bewegt wurde, und wohl auch mit denselben Überschiebungen, wie die Alpen. Vielleicht war die intratertiäre Faltung die erste, die den Himalaya zu diesen Teilen betraf, außer im Falle des Mustag, der mehr an die Alpen erinnert.

II. Die Austrittsschlucht des Dschilem.

Das erste, was die Verwunderung des Reisenden erregt, der in den nordwestlichen Himalaya eintritt, ist, daß dieser Eintritt nicht durch ein breites Haupttal geschieht, daß nicht Dschilem, die Stadt am gleichnamigen Flusse, die Eingangspforte bildet, sondern das weiter gegen NW auf der Hochfläche des Potwar liegende Rawl Pindi (500 m). Bei Rawl Pindi mündet kein Flußtal, und wenn der diese Stadt überragende Gebirgswall auch hier von seichten Talschluchten angeschnitten ist, stellen sie doch nur leichte Einkerbungen am Außenrande dar, und die von Rawl Pindi nach Mari (Murree) hinaufziehende Straße muß aus einem ersten Schluchtsystem in ein zweites treten, in dessen Gehängen aufsteigend sie die Wasserscheide zwischen dem Industal der Ebene und dem Dschilem erreicht. Von Mari, daß 1900 m hoch liegt, steigt die Straße in einer Schwingung in die tiefe Furche des Dschilemtales, dessen Sohle eine Höhe von etwa 625 m haben mag. Erst von hier an folgt die Richtung des Weges nach Kaschmir der von der Natur vorgezeichneten Linie.

Dieses sonderbare Verhalten, daß die Linie des Verkehrs für den Eintritt ins Gebirge die natürliche, das Binnenland hydrographisch erschließende Tiefenlinie flieht, muß eine morphologische Erklärung finden. Der Dschilem tritt in einer Schlucht aus dem Gebirge heraus. Betrachten wir diese etwas genauer.

Der Lauf des Dschilem gliedert sich in vier Abschnitte, den Oberlauf im Becken von Kaschmir, die ostwestlich gerichtete Durchbruchsstrecke von Baramula bis Muzafarabād, die nordsüdlich gerichtete Scharungstalstrecke von Muzafarabād bis zum Austritt aus dem Gebirge bei Dschilem und den Unterlauf in der Ebene. Die ostwestliche Durchbruchsstrecke von Baramula bis Muzafarabād ist normales Quertal: der Fluß schneidet die paläozoischen und mesozoischen Gesteine der Mulde von Kaschmir[1]), sowie die von ihnen fast vollständig überwallten Gneise der Pandschālzone senkrecht zu ihrem Streichen an. Von Muzafarabād abwärts befolgt der Fluß eine nordsüdliche Richtung, die, obwohl senkrecht zum allgemeinen Gebirgsstreichen, doch keine echte Quertalrichtung ist. Die Formationszonen der tertiären Vorberge streichen in guirlandenartigem, gegen SW ausweichendem Bogen von SO her gegen den Dschilem zu, und von diesem in ebensolchem, aber gegen SO ausbiegendem Schwunge gegen SW zu weg. Das Dschilemtal entspricht, wie schon seit langer Zeit festgestellt ist,

[1]) Mit »Mulde von Kaschmir« bezeichnen wir, wie allgemein in der Literatur, die breite, zwischen Pir Pandschālkette und Gneiszone von Ladāk eingetiefte Synklinale, in der das »Becken von Kaschmir« nur eine orographische Einzelerscheinung darstellt.

einer Scharung. Man sollte nun meinen, daß sich hier eine breite Lücke befinde, der Dschilęm also aus dem Gebirge in einem breiten Tale herausflösse, in dessen Niveau die seit alter Zeit in die Tiefe arbeitenden Nebenflüsse heraustreten würden. Statt dessen ist das Dschilęmtal ein schmaler tiefer Einschnitt, und mündet auf eine Länge von 150 km kein nennbarer Nebenfluß außer dem kurz vor dem Austritt in die Ebene den Dschilęm erreichenden Pęntschfluß.

Der erste Eindruck, den ein derartiges Tal beim Reisenden hervorruft, ist, daß er sich in einem Gebiet jugendlicher Hebung befindet, daß in diesem Falle die vorderste Kette, die tertiären Vorberge des Himalaya, eine Hebung erfahren haben würde, als die heutigen Flußlinien bereits ausgebildet waren. Ich lernte diesen Teil des Dschilęmtales auf der Strecke von Muzafarabād bis Kohala kennen. Von hier abwärts kann man, da die nach Mari und Rawl Pindi führende Straße am westlichen Talgehänge weit hinauf zieht, nur noch bemerken, daß der Charakter des Tales auch weiterhin derselbe bleibt. Auch von dem untersten Teile der Dschilęmschlucht gilt dasselbe, wie aus der Beschreibung bei Drew[1]) zu entnehmen ist.

Auch im einzelnen deutet die Form der Gehänge auf eine schnelle Vertiefung, die ein früher schon ausgebildetes Tal erfuhr. Während weiter oberhalb, in der Strecke vor Muzafarabād, die Terrassen regelmäßig ausgebildet sind, so daß in geringer Höhe über

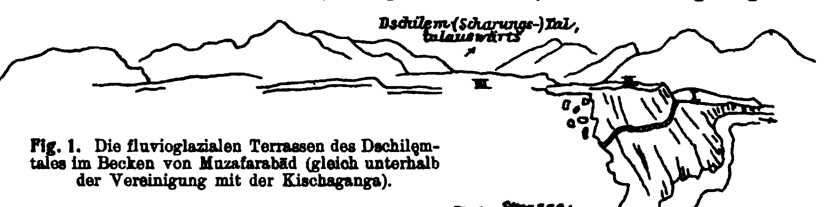


Fig. 1. Die fluvioglazialen Terrassen des Dschilęmtales im Becken von Muzafarabād (gleich unterhalb der Vereinigung mit der Kischaganga).

dem Flußniveau die Niederterrasse sich erhebt, darüber eine zweite usw., fehlt unterhalb Muzafarabād diese regelmäßige Stufung der Gehänge. Wenn man talauswärts fährt, tritt einem dies Verhalten klar zu Gesicht. Vor Muzafarabād ein Tal mit den normalen Gehängeterrassen der Alpentäler. Beim Zusammenfluß von Dschilęm und Kischaganga, bei der erwähnten Stadt, ein aus der Oberfläche dieser Terrassen bestehendes dreieckiges Becken, in dem nur die Flußläufe vertieft sind. Nun beginnt eine Talstrecke, in der die Terrassen zu fehlen scheinen und der Fluß, anfänglich unter Wildwasserentwicklung und die Talsohle ausfüllend, zwischen Felshängen nach S fließt. Es folgt eine weitere Tal-

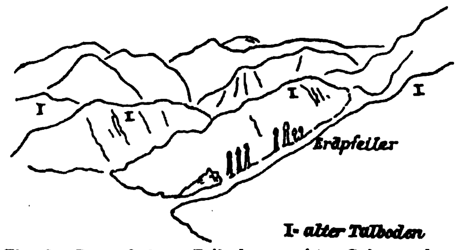


Fig. 2. Der gehobene Talboden, rechtes Gehänge des Dschilęmtales zwischen Muzafarabād und Kohala. I alter Talboden.

strecke, in der der Fluß einen Zufluß von der östlichen Seite empfängt. Dann aber von Tschattar an sind oben im westlichen Gehänge die Reste eines gehobenen Talbodens wahrzunehmen. Zwischen dem genannten Orte und Kohala erscheinen dem rechten Berggehänge sechs Bergsporne vorgelagert, sechs aus einer Vorstufe ausgearbeitete Blöcke, schätzungsweise etwa 200 m hoch, in ungebrochener gleichmäßiger Wand aus der heutigen Talsohle aufsteigend. Zum Teil bilden sie auch heute noch eine regelmäßige Vorstufe, zum Teil sind sie vom Hauptgehänge durch unbedeutende Sättel abgesetzt. Ebenso sind sie voneinander durch seichte Niederungen abgetrennt: hängende Täler, alte früher im Niveau des Haupttales mündende, nunmehr hoch über dem Niveau der Talsohle abbrechende Seitentäler. Aus was die Blocks dieser Vorstufe aufgebaut sind, war nicht zu erkennen, da sie be-

[1]) Frederic Drew, The Jammoo and Kashmir Territories. A geographical account. London 1875, S. 39 f.

waldet oder bepflanzt sind und die Straße auf der östlichen Talseite hinzieht. In zweien dieser, die alte Tallinie zum heutigen Flußniveau fortsetzenden Schluchtenrisse bemerkte ich allerdings eine an einer Stelle sogar zu pfeilerartigen Verwitterungsformen verarbeitete Sandablagerung. Wie zu erwarten ist, sind die kleinen Plateauflächen dieses alten Talbodens oft Sitz kleiner hoch über dem Flusse gelegener Ansiedlungen.

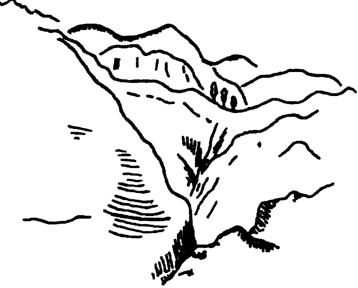


Fig. 3. Hängetal. Rechtes Gehänge des Dschilęmtales zwischen Muzafarabād und Kohala.

Bei Kohala hebt sich, wie gesagt, die Straße hoch über diese Vorstufe, man blickt über die noch 100 km lange Talflucht hinweg, in deren Ausschnitt freier Horizont erscheint, die Ebene des Pendschab. In dieser Talstrecke behält das Flußtal seinen wilden Charakter. Nur selten, bemerkt Drew, ist, bei der Einmündung eines Seitenbaches, der Fluß selbst zugänglich. Gewöhnlich fließt er zwischen sanft geböschten Abhängen, die oben eine kleine Fläche tragen, hin oder zwischen steilen Wänden um hohe Bergsporne herum. Diese tragen an zwei Stellen alte Befestigungen. Und so geht es, bis der Fluß in die Ebene hinaustritt und ein in viele Arme zerteilter Tieflandstrom wird.

Fassen wir zusammen, so sehen wir, daß oberhalb und unterhalb Muzafarabād verschiedene Verhältnisse herrschen, daß oberhalb ein Tal mit niederen Talleisten, unterhalb ein Tal mit einer hoch oben in die Talgehänge verschobenen Terrasse sich befindet. Da derselbe Fluß beide durchfließt, ja die wildere Talstrecke den Unterlauf darstellt, so folgern wir, daß die ablagernde Tätigkeit des Flusses der oberen Talstrecke sich auch in der unteren einst geltend machen mußte, daß auch hier Terrassen gebildet wurden, dann aber das Gebirge sich mit dem Unterlaufe hob. Der Dschilęm, ein wasserreicher, von vergletscherten Gebirgen reichlich gespeister Fluß, vermochte jedoch seinen Lauf durch das sich hebende Gebirge beizubehalten und ist nur aus einem in breitem Bette fließenden, ausgereiften Flusse ein reißender Bergstrom geworden. Vielleicht erodiert er auch heute noch; jedenfalls schneidet er überall in dieser Strecke den nackten Fels an. Diese von uns lediglich aus den Talformen gefolgerte Gebirgsbewegung aus jüngster Zeit ist dasselbe, was von Godwin-Austen u. a. auch aus dem geologischen Befunde geschlossen wurde, den Sueß (Antlitz d. Erde, Bd. III, 1. Hälfte) in den folgenden Worten zusammengefaßt hat:

»Alle Kenner stimmen darin überein, daß dieses Hochgebirge durch eine Reihe aufeinander folgender tektonischer Vorgänge erzeugt worden ist, welche zum Teil ein hohes Alter haben. Diese tektonischen Vorgänge reichen aber bis in die jüngere Tertiärzeit, vielleicht bis in die Gegenwart herauf.«

Und ferner haben wir die »Beständigkeit« der Flüsse, das, was gewöhnlich die Antezedenz genannt wird, nachzuweisen geglaubt, auf eine andere Weise, als Medlicott[1]) im klassischen Beispiele des Sętledsch. Folgerte er die Beständigkeit dieses einen Induszuflusses, d. h. sein Verharren und seine Durchsägung des sich mit ihm hebenden Landes, aus der lithologischen Zusammensetzung der jungen Siwalikschichten, so ergibt sich für uns die Beständigkeit eines anderen Induszuflusses, des Dschilęm, aus der Betrachtung der Talform.

Es hat aber ferner die geotektonische Tatsache der jungen Hebung der tertiären Vorkette eine wichtige verkehrsgeographische Tatsache bedingt, daß auch heute, nachdem längs des Dschilęm-Mittellaufs eine Kunststraße gebaut, die Dschilęmschlucht also gangbar gemacht worden ist, der Eingang in das blühendste Land des Himalaya immer noch nicht längs des Flusses von Kaschmir stattfindet, nicht von der Stadt Dschilęm aus, sondern

[1]) Medlicott in Medlicott and Blanford, A Manual of the Geology of India II, 1879, S. 551.

von Rawl Pindi. Der Vorteil der Zugänglichkeit längs der vorgezeichneten hydrographischen Tiefenlinie wurde durch die Nachteile ihres schluchtartigen Charakters: Schwierigkeit der Weganlage und -unterhaltung, mangelnde Sicherheit usw. reichlich aufgewogen, so daß der Verkehr nach Kaschmir, solange er auf die Transportmittel Mensch und Tier angewiesen sein wird, von Rawl Pindi auszugehen hat, das eben darum auch der Hauptwaffenplatz für den indischen Nordwesten werden mußte.

III. Das Talbecken von Kaschmir.

In Lyddekers hier oft angeführtem geologischem Hauptwerk »The Geology of Kaschmir and Chamba Territories«[1]) folgt auf die eine allgemeine Skizzierung des Landes und die Literatur enthaltende Einleitung ein zweiter Abschnitt, der »Physical features« überschrieben ist. Er enthält kurze Bemerkungen über den Charakter des Gebirges, das Klima, die Seen, die Täler, Höhlen, Vergletscherung, vulkanische Erscheinungen. Auch dieser Abschnitt will einleiten, will ein ungefähres Bild geben, den morphologischen Charakter des in Rede stehenden Gebiets andeuten. Für unsere Untersuchungen ist die Erkenntnis des morphologischen Charakters Selbstzweck, und diese ganze Studie will das genauer ausführen, was Lydekkers Werk nur in kurzen Bemerkungen einleitenderweise andeutete. Dabei fußt sie wiederum auf den bis zu einem gewissen Grade genauen und jedenfalls sehr dankenswerten stratigraphischen und tektonischen Untersuchungen, durch die uns Lydekker in großen Zügen die geologische Kenntnis des nordwestlichen Himalaya vermittelt hat.

Aber wir haben natürlicherweise in anderer Art vorzugehen. In dem vorhin angezogenen Abschnitt über die physische Natur des Landes fehlt jede wenn auch nur flüchtige Betrachtung der Talebenen. Es gibt dort nur »Seen« und »Flußtäler«, gewissermaßen Unregelmäßigkeiten im Landschaftsbild, Störungen des durch Ablagerung und Aufrichtung bedingten Gebirgsantlitzes. Von dem Talbecken von Kaschmir heißt es nur ganz beiläufig, Kaschmir sei augenscheinlich ein großes Beispiel eines Längstals, und weiterhin wird nur noch das Seenphänomen innerhalb des tiefsten Teiles des Kaschmirbeckens, der eigentlichen Ebene von Kaschmir, besprochen.

Wir stellen umgekehrt in die Mitte unserer Darstellung als Hauptfrage: Was ist das Talbecken von Kaschmir, wie ist es entstanden, und wie ist daraus die Talebene von Kaschmir geworden?

Dazu sind wir berechtigt und sogar genötigt. Denn Kaschmir ist das Herz des Gebirges, im Gebirge und infolge seines teilweisen Ebenencharakters zugleich wie außerhalb des Gebirges gelegen, hat seine eigene Geschichte, sogar eine eigene Kultur, und hat nicht zuletzt einem großen und wichtigen Staate den Namen gegeben.

Kaschmir ist eine in der geologischen wie orographischen Längsrichtung des Gesamtgebirges gestreckte Hohlform. In der Richtung von SO nach NW erstreckt sich diese über mehr als einen Breitegrad, hat eine Länge von etwa 130 km. Die Breite, also die südwest-nordöstliche Erstreckung, beträgt ungefähr 40 km. Das Verhältnis von Länge zu Breite ist also gleich 3:1. Gegen SW legt sich die Hochkette des Pir Pandschäl davor, und der Abstand von der Tiefebene des Pendschab — von dem die Pir Pandschälkette noch durch die Tertiärketten des Subhimalaya getrennt ist — beträgt 80 bis 100 km. Auch im NO sind hohe Gebirge, aber sie sind durch längs- und quergerichtete Tiefen-

[1]) Memoirs of the geological Survey of India, Bd. XXII, 1883; von uns im folgenden abkürzungsweise Mem. XXII bezeichnet.

linien stark gegliedert, und es wäre ebenso zwecklos wie unmöglich, der orographischen Leitlinie einen Namen geben zu wollen, während wir, wie erinnerlich, wohl imstande waren, geologisch diese Gebirgsmassen zu gliedern.

Der Boden der Hohlform von Kaschmir senkt sich von SO und SW nach NO und NW etwa von 2500 auf 1600 m. Die umgebenden Gebirge erreichen 4- bis 6000 m in ihren höchsten Aufragungen.

Zum besseren Verständnis des in diesen einleitenden Bemerkungen Gesagten sei bereits hier vorangeschickt, daß wir die eigentliche ursprüngliche Hohlform, das Talbecken von Kaschmir zu unterscheiden haben von der Talebene des Dschilęm-Flusses in Kaschmir. Auf beide wird in gleicher Weise die Bezeichnung Kaschmir angewandt, während in der geologischen Sprache, wie wir gesehen haben, sogar die keineswegs der heutigen orographischen Hohlform entsprechende Gesamtheit der zwischen den Grundgebirgsaufragungen im SW und im NO muldenförmig eingelagerten und daher erhaltenen paläozoischen und mesozoischen Schichten »Mulde von Kaschmir« genannt wird. Die »Talebene« von Kaschmir — in abkürzender Weise auch bloß »Ebene« genannt — ist nur der jüngste und flachste Teil des »Talbeckens«, das selbst wieder nur eine Kleinform innerhalb der »Mulde« von Kaschmir darstellt. Der Ausdruck »Talbecken« wurde gewählt, um anzudeuten, daß wir es mit einer breiten Hohlform zu tun haben, die in der Richtung ihrer Haupterstreckung mit der Richtung des Wasserabflusses allerdings übereinstimmt, innerhalb deren aber das Tal der Entwässerungsader — in diesem Falle die Talebene von Kaschmir — doch nur eine Einzelheit ist.

Abgeschlossenheit. Was Kaschmir vor anderen Talbecken, wie sie überall in den Gebirgen, Hoch- wie Mittelgebirgen, vorkommen, auszeichnet, — benachteiligt, möchte man sagen, wenn in verkehrsgeographischem Sinne gesprochen wird — ist seine gänzliche Abgeschlossenheit. Kaschmir liegt in der Längsrichtung des Gebirges gestreckt und ist sogar in dieser seiner Längsrichtung von einem schiffbaren Flusse durchströmt. Aber es hat keinen Ausgang, weder nach oben noch nach unten; Ausgang hier gemeint als in der Fortsetzung seiner Erstreckungsrichtung gelegen. Man sollte eigentlich überhaupt nicht sagen, das Talbecken von Kaschmir sei von einem Flusse durchströmt; der Fluß sammelt ja erst im oberen Teile der Ebene seine Gewässer, fließt als beherrschende Wasserrinne durch den mittleren Teil und tritt alsdann seitlich aus, den Rest der Ebene gewissermaßen seinem Schicksal überlassend, so daß der äußerste Nordwesten eine höhere Stufe darstellt, das Kamradsch, und der Nordosten zu einem flachen See überflutet ist, dem Wullar-See.

Das eigentümlichste jedoch ist, daß der Tschandra-Bhāga, der Oberlauf des Tschināb, in südost-nordwestlicher Richtung gerade auf die Ebene von Kaschmir zu geflossen kommt, 50 km bevor er sie erreicht, aber in scharfem Knie umbiegt und das obere Ende der in seiner Fortsetzung gelegenen Niederung in weitem Bogen umfließt.

Entstehung. Die im vorigen kurz charakterisierten Verhältnisse veranlassen uns, der Frage nach der Entstehung des Beckens von Kaschmir näher zu treten. Die allgemeine geologische Lage entspricht dem südwestlichen Flügel des aus paläozoischen und mesozoischen Gesteinen gebildeten Schichtenkomplexes, dem vermöge seiner Lage zwischen zwei Kernmassiven Muldencharakter zukommt, und den wir oben die Mulde von Kaschmir-Spiti genannt haben. Und zwar liegt Kaschmir [1]), wie es scheint, innerhalb der genannten Muldengroßform in der Achse einer besonderen Synklinale, an deren Rändern Karbon und Trias zutage tritt. Die Synklinale ist durch Verwerfungen ihrer regelmäßigen Gestalt beraubt, sie ist außerdem, wie nicht anders zu erwarten, gegen SW überschoben [2]). Mit einer solchen Kon-

[1]) Lydekker, Mém. XXII, S. 143.
[2]) Profil bei Lydekker, Mem. XXII, Pl. III, Fig. 2.

statierung kann sich der Geognost genügen lassen, nicht aber der Geologe oder der Geomorphologe. Die geologische Mulde muß nicht unbedingt zur orographischen Hohlform werden.

Aber auch wenn in der Erstreckung einer tektonischen Mulde eine orographische Hohlform zur Ausbildung gelangt sein sollte, kann die Ausbildung dieser Mulde ein Problem sein. Es ist schwer zu glauben, daß das Becken von Kaschmir mit seiner die Breite der mittelrheinischen Tiefebene übertreffenden Breitenausdehnung das Werk eines Flusses ist. Dem Talbecken von Kaschmir fehlt der Fluß, wenigstens der Fluß, der von außen her als Talbildner und Talsohlebildner hineingetreten wäre, der die erodierende und planierende, aber auch die anhäufende Tätigkeit hätte ausüben können, durch die allein eine Flußebene entsteht, wie wir sie in der alten, noch genauer kennen zu lernenden Karewa-Oberfläche des Kaschmirbeckens beobachten. Die Ausfüllung der Hohlform von Kaschmir, und die teilweise Ausräumung dieser Ausfüllungsmassen, die heutige »Talebene« von Kaschmir, sind sicher Werke der Akkumulation und Erosion von Flüssen. Die Gestalt des Talbeckens im großen, seine Abgeschlossenheit und seine Flußlosigkeit, ist eine Schöpfung anderer Kräfte.

Es drängt sich uns da sofort der Gedanke auf, daß Kaschmir ein Einbruchskessel ist, daß hier eine Grabenversenkung eintrat, ein länglicher Streifen der Erdoberfläche in die Tiefe gesunken ist, wie im Falle der bereits zum Vergleich herangezogenen mittelrheinischen Tiefebene. Und zwar scheint es, als ob dieser Einbruch erst stattfand, nachdem das heutige Entwässerungsnetz gebildet war. Denn, wenn auch von der Erosion des Dschilęm angezapft, spielt die Hohlform von Kaschmir in der hydrographischen Gliederung des Landes doch nur eine untergeordnete Rolle. Warum wird sie nicht vom Tschināb durchflossen, und warum greifen Quellbäche von Kischaganga-Zuflüssen bis zum Höhenrand unmittelbar über die Kaschmirsenkung zurück? Warum wurde die Hohlform von Kaschmir nicht von einem Hauptflusse aufgesucht? Einen klaren, unwiderleglichen Beweis, daß Kaschmir eine Grabenversenkung ist, zu liefern, fehlen uns die Mittel und Wege; dazu wären genaue Profile der Gebirgsränder nötig. Aber Betrachtungen morphologischer Art können uns instand setzen, den Ergebnissen zukünftiger geologischer Aufnahmearbeit vorzugreifen.

Für Entstehung durch Einbruch spricht einmal die Gestalt: die Breite, etwa gleich der der mittelrheinischen Tiefebene, viel zu bedeutend für ein Flußtal, sowie das bogenförmige Umschwingen der Seitenränder; also scharfe Gebirgsränder an den Längsseiten, unregelmäßige, ausgefranste und ausgestaltete Verbindungsstücke an den Seiten quer zur Einbruchsrichtung. Ferner ist an die schon erwähnte tatsächliche Abschließung zu erinnern, die eine tektonische Erklärung zu fordern scheint, auch an die Art und Weise, wie der Fluß die Ebene verläßt.

Eine Tatsache aber scheint mir ganz besonders für die Bruchnatur der Kaschmirebene zu sprechen, eine Erscheinung, deren Existenz wir bei jedem derartigen Vorkommen voraussetzen dürfen, die aber erst selten beobachtet wurde, da die Landschaftskunde ja erst in ihren Anfängen liegt.

Die einzige tiefe Einsattelung in der südwestlichen Gebirgsbegrenzung von Kaschmir, der Pir Pandschālkette, ist der Pir Pandschālpaß. Er gibt dem ganzen genannten Hochgebirgszug den Namen. Pir heißt soviel wie Priester, Heiliger, und den Heiligen wurden ja immer an den Pässen kleine Heiligtümer errichtet, und zwar von Brachmanen ebenso, wie in mohammedanischen Gegenden; ja selbst in katholischen Ländern, wie in den Alpenländern, ist ja oft ein Holzkreuz auf der Jochhöhe errichtet. Der Pfad über den Pir Pandschāl ist bis zur Eröffnung der Straße durch das Dschilęmtal der am meisten begangene Weg nach Kaschmir gewesen. Er führt aus dem Tale des Pęntschflusses, also aus dem Dschilęmtal kurz oberhalb seiner Ausmündung in das Pendschab, in das obere

Kaschmir. Die Meereshöhe des Paßüberganges ist 3475 m (11 400 Fuß). Die anderen Einsattelungen sind höher.

In den Gebirgen der Nordostseite gibt es zwei tiefe Einsattelungen. Die nördlichere bezeichnet die stärkste Erniedrigung jener ersten Hauptkette, die sich noch im Gebiet der geologischen Mulde zwischen das Talbecken von Kaschmir und das Tal der Kischaganga einschiebt. Es ist der Radschdianganpaß, dessen Meereshöhe gleichfalls rund 3500 m beträgt.

11 700 Fuß (= 3560 m) lautet die Höhenangabe auf der Drew's »Jummoo and Kashmir territories« beigegebenen Karte, die auch für Lydekkers geologische Karte die Grundlage gab. Die Karte ist »hauptsächlich nach den Karten des Great Trigonometrical Survey of India« gearbeitet. Im Texte gibt Drew (S. 529) 11 800 Fuß als Höhe des Passes an, und auch Neve (Guide to Kashmir)[1]) gibt dieselbe Zahl für den höchsten Punkt des Paßüberganges. Blatt 28 des »Atlas of India« enthält nur eine Côte von 11 950 Fuß; diese kommt aber wohl einem trigonometrischen Punkte auf dem Hügel westlich des Paßübergangs zu. Ferner ist die als Paß benutzte Einsattelung, so weit mir erinnerlich, gar nicht die tiefste Scharte; die von dieser abwärts ziehende Tiefenlinie würde zu weit westlich in ein dichtes unbewohntes Waldgebiet führen. Die Topographie der ganzen Gegend ist einigermaßen kompliziert. Der Burzilbach, in dessen Tal man von der Kischaganga her gegen Radschdiangan geht, verzweigt sich nach oben in drei Quellarme; von diesen greift der linke, westlichste einigermaßen zurück und stört den geraden gleichmäßigen Verlauf der topographischen Leitlinien. Ich möchte diese Erscheinung mit dem Namen »hintergreifendes Tal« bezeichnen. Auf diese Weise bestehen im Hintergehänge dieses Quelltales zwei Joche, eins gegen SW, und das ist das niedrigere, eins gegen SO, und dieses, der Radschdiangan, ist das höhere. Die Höhencôte der tiefsten Einsattelung ist darum vielleicht noch tiefer anzusetzen als 11 700 Fuß, nähert sich also derjenigen des Pir Pandschāl noch mehr!

Die zweite Einsattelung der Nordostseite ist der Sodschi-La, der Paßübergang aus dem Sindtal, also Kaschmir, nach dem Drastal, also oberem Indus. 11 300 Fuß ist die angegebene Höhe[2]), also 3450 m. Alle anderen Einsattelungen in den Gebirgsflanken von Kaschmir sind höher. Als ich auf der Höhe des Radschdiangan ritt, kam mir diese Erscheinung klar zum Bewußtsein, und zugleich, daß die ihr zu Grunde liegende abtragende Tätigkeit nicht ein Spiel des Zufalls sein kann. Kamm- und Gipfelhöhen in den drei, in Frage kommenden Gebirgen sind verschieden, und die absoluten Höhen der tiefsten Einsattelungen sind dieselben, nur um 100 m auseinander, oder noch weniger! Ich dachte mir die Niederung von Kaschmir ausgefüllt, und sah in meiner Phantasie ein Gebirgsland durchschnitten und durchfurcht, wie jedes andere Hochgebirgsland, so wie die im Hintergrund liegende Gebirgskette selber. Gipfel wie der Haramuk (5150 m) würden aufragen, wie heute, nur zu geringerer relativer Höhe; in der Höhe der heutigen Pässe würden die Flußläufe liegen. Und dieses Bild braucht kein leerer Phantasiewahn zu sein. Wenn Kaschmir eine Grabenversenkung ist, dann müssen zur Zeit des Einbruchs die quergerichteten Täler oben am Gehänge abgebrochen sein. Die neue Basis der Erosion muß neue Gefällsverhältnisse geschaffen haben, und die nunmehrigen plötzlichen Talendigungen wanderten zurück und werden zu Gebirgsscharten, also Pässen. Auf andere Weise scheint mir diese eigentümliche Konstanz des Paßhöhenniveaus sich nicht erklären zu lassen. Die erwähnten tiefsten Einschartungen der Kaschmir begrenzenden Gebirgskämme wären alsdann die Überreste der großen Querflußtäler, ebenso wie die etwas weniger tiefen Einschartungen den Tälern der Nebenflüsse von kürzerer Lauflänge angehört haben mögen.

Es wäre eine lohnende Aufgabe, einmal im einzelnen die Umgestaltung des Reliefs einer Einbruchslandschaft im Hochgebirge zu studieren. Lohnend besonders darum, weil wir so allmählich die Unterscheidung zwischen Denudationsformen und tektonischen Formen, tektonischen Formen und Denudationsausgestaltung zu einem neuen und sicheren Handwerkszeug geologischer Betrachtungsweise gewinnen würden. Im Beweis der Bruchnatur von Hohlformen hat die auf dem Studium der Lagerungsverhältnisse beruhende Geotektonik oft versagen müssen, wegen zu großer Gleichartigkeit oder wegen allzu kom-

[1]) Neve, The Tourist's Guide to Kashmir, Ladakh, Skardo etc. Lahore, »Civil and Military Gazette« Press. 5. Aufl., 1902.

[2]) Fehlt auf der Karte des »Atlas of India«. Darüber siehe im Abschnitt IV: Der Sodschi-La.

plizierter Lagerungsverhältnisse des Gesteins; und da verspricht die geomorphologische Betrachtungsweise, also die Betrachtung der Formen, in die Bresche zu treten.

Im vorliegenden Falle dem Problem der Umgestaltung der Formen nachzugehen, möchte vermessen sein. Es fehlt uns das hauptsächlichste Rüstzeug für eine derartige Untersuchung, die Karte. Aber auf Schritt und Tritt fallen gerade beim Überschreiten des Radschdiangan dem aufmerksamen Wanderer Formverhältnisse auf, in denen sich die Erinnerung an die Einbruchskatastrophe widerspiegelt. Blickt man vom Radschdianganpaß gegen den Hochgebirgszahn des Haramuk (5150 m), so bemerkt man, wie von ihm ein Taltorso eine Strecke weit hinabzieht. Und ähnlicher Taltorsos gewahrt man noch zwei, weiter im O. Ferner tritt in großer Höhe über der Talsohle von Kaschmir so ziemlich an jedem Bergsporn ein Gefällsbruch, ein plötzliches Steilwerden des Abhanges ein. Außerdem wird die eigentümliche Art und Weise, wie die Gilgitstraße[1])

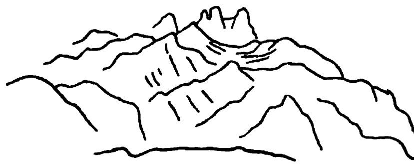

Fig. 4. Der Taltorso vor dem Haramuk.


Fig. 5. Taltorsos über dem Becken von Kaschmir (beim Abstieg von Radschdianganpaß gesehen).

den Paß gewinnt, zum Nachdenken anregen. Der normale Fall wäre doch der, daß man den Paß in dem von diesem hinabziehenden Tale erreicht. Den Radschdiangan zu erreichen, benutzt man aber einen Seitenkammrücken. Dieser Rücken, obwohl er in zwei gewaltigen Stufen aufsteigt, erlaubt noch immer eine bessere Weganlage, als die zum Hauptrücken hinaufziehenden Täler. Denn diese bestehen aus alten, hochgelegenen Oberlaufstrecken und sehr tief eingeschnittenen, jugendlicher Erosion verdankten Mittel- und Unterläufen. Überhaupt deutet schon der Gegensatz zwischen den langen, in ihrem Gefälle viel mehr ausgeglichenen Tälern nach N zur Kischaganga und den kurzen gefällreichen Schluchten im S zur Kaschmirebene auf einen prinzipiellen Unterschied, einen Unterschied in der Anlage. Die ersteren sind Teile eines älteren, reifen Talsystems, die letzteren sind jugendliche Erzeugnisse des Einbruchs von Kaschmir.

Um die Frage zu entscheiden, wie die Abflußverhältnisse auf der Landoberfläche vor dem Einsturz waren, dafür fehlt uns noch jeder Anhalt. Es wäre möglich, daß der Radschdianganfluß und der Sodschi-La-Fluß sich hoch über der heutigen Ebene von Kaschmir vereinigten, und daß dieser Kaschmirfluß über den Pir Pandschäl in das Vorland hinaustrat. Aber ebenso gut ist es denkbar, daß auch vor dem Einbruch bereits ein in der Richtung des heutigen Talbeckens fließender Fluß bestanden hat. Hierauf deutet einmal die auffällige Abbiegung des Tschinäb, der bisher geradezu auf das Kaschmirbecken zufloß, und nun auf einmal wie von seinem normalen Laufe abgelenkt erscheint; und das könnte durch Hebungsvorgänge verursacht sein, die mit dem Einbruch des Kaschmirbeckens zeitlich und ursächlich in Verbindung standen. Zweitens ist auch gerade auf das Knie des Tschinäb zu eine weitere der erwähnten Einschartungen vom Pir Pandschälniveau gerichtet, der Marbalpaß mit 3525 m (11550 Fuß).

[1]) Von Bandipūr am Wullar-See (Kaschmir) ist über den Radschdianganpaß, das Kischagangatal, Gurez Burzil (am Fuße der Déusī-Hochfläche), Astor und Bandschi ein Weg nach Gilgit angelegt, damit die dortigen, die Grenzwacht gegen das russische Pamirgebiet haltenden Garnisonen ihre Transporte regelmäßig erhalten können.

Nicht zu erklären ist auf diese Weise die ganz aus dem Rahmen fallende, nächst dem Dschilęmaustritt tiefste Einsattelung in den Randgebirgen von Kaschmir überhaupt, der westlich des Marbal gelegene, gleichfalls den Tschināb mit Kaschmir verbindende Banihalpaß. Dessen höchste Höhe beträgt nur 2800 m. Auch er liegt in der Richtung auf ein Knie des Tschināblaufes, aber ein für die Gestalt der Laufrichtung mehr unwesentliches. Vielleicht haben wir es hier mit einer besonderen Einbruchserscheinung zu tun, mag es sich nun um einen späteren Einbruch handeln oder mag dieser südöstlichste Teil der südwestlichen Gebirgsumrandung zur Zeit des Einbruchs mitgesenkt worden sein. Schwerlich aber haben wir hier die Stelle des alten Flußeintrittes oder seinen Austritt aus der Region des späteren Beckens zu sehen. Denn alsdann wäre die Konstanz des Paßhöhenniveaus ganz unverständlich. Und diese erlaubt uns, ein Entwicklungsstadium der Landschaft von Kaschmir anzunehmen, als diese, von NW, von SO und SW her im Niveau zugänglich, in die großen Abflußverhältnisse des Gebirges gleichsohlig eingefügt war, so wie heute etwa die Déusīhochflächen.

Noch wäre einem Einwurf zu begegnen, der uns gemacht werden könnte, wenn wir Nachdruck darauf legen würden, was wir aber nicht tun, daß vor dem Einsturz bereits ein Fluß in der Kaschmirrichtung floß. Es könnte darauf hingewiesen werden, daß da auf der Südwestseite nicht noch ein Hochgebirgswiderlager besteht, eine Entwässerung über den Pir Pandschāl ein Unding gewesen sei, daß also die Gleichheit des Niveaus des Pir Pandschālpasses mit den Niveaus von Sodschi-La und Radschdiangan einer anderen Ursache zu verdanken wäre. Ich deute diese Schwierigkeit nur an, eine richtige Lösung läßt sich nicht finden. Bleiben wir bei der Vorstellung, daß der beherrschende Fluß in der Kaschmirrichtung floß, so müßten wir annehmen, daß südwestlich der Pir Pandschālkette andere Hochgebirgsmassen verschwunden, in die Tiefe gesunken wären. Doch wir haben eine solche Annahme nicht nötig. Der Tschināb mag in die Region der späteren Kaschmirsenke eingetreten sein, dort von rechts, also über den Sodschi-La und den Radschdiangan Nebenflüsse erhalten haben und irgendwo oder gar nicht die damalige Hochfläche (oder Peneplain) von Kaschmir verlassen haben.

Ist man mit unseren bisherigen Überlegungen einverstanden, so wird man mit uns die Sprunghöhe der randlichen Verwerfung auf etwa 2000 m veranschlagen dürfen. 3500 m wäre die Höhenlage der alten Landoberfläche, in 1700 bis 1600 m liegt die heutige Talsohle, die aber, wie wir sehen werden, das Grundgebirge noch nicht erreicht hat.

In der Literatur finde ich die so nahe liegende Anschauung, daß Kaschmir ein Einbruchsbecken sei, nicht ausgesprochen. Der Umstand, daß die Längserstreckung des Talbeckens von Kaschmir mit der Richtung des Gebirgsstreichens zusammenfällt, hat die früheren Beobachter veranlaßt, in Kaschmir nur ein aufgefülltes Längstal zu sehen.

Theoretisch können wir uns derartige Talbecken auf dreierlei Weise entstanden denken, erstens durch Einbruch eines Gebirgsstreifens, zweitens durch seitliche Erosion des Flusses, drittens durch Ausfüllung der unteren Teile eines Talquerschnitts mit Sediment. Im ersteren Falle ist das Becken älter, in den beiden letzteren Fällen aber jünger als das Flußtal.

Die Möglichkeit der Entstehung eines Talbeckens auf die erste Art ist ohne weiteres klar; auch daß die Längserstreckung des Beckens in der Richtung des Gebirgsstreichens liegt, kann nicht auffallen, da eine Klasse von Verwerfungen, die kontemporären wie die posthumen Faltungsverwerfungen, in der Faltungsrichtung aufzutreten pflegen. Durch seitliche Erosion (planation) kann eine Talebene geschaffen werden, wenn der betreffende Talquerschnitt einer Erosionsbasis entspricht. Aber der Fluß von Kaschmir war bei seiner geringen Lauflänge keinesfalls imstande, hier in seinem Oberlaufe, gewissermaßen an seiner Quelle, eine solche Talebene zu schaffen. Bleibt der dritte Fall zu betrachten, daß nämlich

zu einer gewissen Zeit die Gleichsinnigkeit des Gefälles im Dschilęmtal aufgehoben wurde, im Talverlaufe eine Wanne entstand, die von den Sinkstoffen des Flusses ausgefüllt werden mußte, so daß sie uns heute als ebenenartige Verbreiterung des Dschilęmtals entgegentritt. Die möglichen Ursachen einer Wannenbildung, die man für Kaschmir ins Auge gefaßt hat, sind Einlagerung eines sperrenden Dammes in das unverletzte Tal und Verbiegung des Talwegs selbst. Drew[1]), der die Wirkung der denudierenden und transportierenden Kräfte, wie Bergsturz, Gletscher, in den Wüstengegenden von Ladāk studiert hatte, dachte an das, was er von den Blockanhäufungen im Dschilęmtal gehört hatte, und stellte es für möglich hin, daß diese einen sperrenden Damm hätten darstellen können, der den Fluß zum See aufgestaut habe. Etwas abenteuerlich ist eine solche Annahme, denn ein Fluß, der Material in einer Mächtigkeit von mehr als 100 m in einen See zu führen vermag, hat wohl auch die Fähigkeit, vermittelst Überflusses eine derartige nachträglich eingefügte Barriere von losem Trümmermaterial wegzuräumen. Darum hat sich auch bereits Lydekker[2]) dafür entschieden, und Godwin-Austen[3]) ist ihm darin gefolgt, in der jugendlichen Hebung der vordersten Gebirgskette die Ursache der Aufstauung des Dschilęm und damit der Auffüllung seines oberen Tales zum Talbecken von Kaschmir zu sehen. R. D. Oldham[4]) nahm diese Erklärung auf, und gab als wahrscheinliche Ursache für den Charakter des oberen Dschilęmtals als Talebene die größere Hebung an, die das Gebirge gerade in der Gegend der Scharung des Pir Pandschāl und des Hazarasystems, also des Himalaya und des Hindukusch erlitten haben mochte. Im Auftreten breiter, mit Sediment erfüllter Täler innerhalb der Gebirge sieht er überhaupt einen Beweis für Hebung der vorderen Gebirgspartien, und es ist nicht zu leugnen, daß diese Anschauung die Talebenen und Becken gewissermaßen organisch vor uns entstehen läßt. Nur scheint es, daß hier theoretische Grundanschauung, und nicht Beobachtung in der Natur leitend war, und Penck[5]) bemerkt sehr richtig, daß es unzweifelhafte Beispiele dafür nicht gibt, daß durch Krustenbewegungen Talabriegelungen entstanden wären.

Darum ist es erlaubt, bis zu genauerer Kenntnis das Talbecken von Kaschmir als tektonisch bedingte Einzelerscheinung zu betrachten, und in der Schrägstellung der Karewa-Schichten bei Baramula das Ergebnis einer Nachsackung innerhalb eines Bruchgebiets zu sehen.

1. Die Karewas von Kaschmir.

Die geologische Geschichte einer Oberflächenform beginnt mit ihrer Entstehung. Mutmaßungen über die Art der Entstehung des Talbeckens von Kaschmir haben wir im Vorstehenden gegeben. Nun wenden wir uns zur Geschichte der jüngsten geologischen Vergangenheit von Kaschmir, die wir aus ihren Überbleibseln rekonstruieren müssen.

Die Lage der Stadt Islamabād bezeichnet den Flußknoten, d. h. die Stelle, wo der Flußfächer von Ober-Kaschmir sich zum Dschilęm vereinigt; kurz oberhalb endigen die Bergsporne, zu denen sich das die streichende Fortsetzung des Talbeckens bildenden, aus paläozoischen und mesozoischen Gesteinen bestehende Gebirge verflacht. Es liegt hier, bereits in der Talebene, ein Resthügel des Grundgebirges, der die Stadt Islamabād trägt: 1800 m (5896 Fuß) ist die Côte des trigonometrischen Punktes. Dieser Hügel überragt die hinter ihm gelegene diluviale Hochfläche um 24 m (Martand 5817 Fuß). Ich nehme an, daß die Fläche, auf der der Sonnentempel von Martand liegt, die Höhe der nach

---

1) Drew, The Jummoo and Kashmir Territories, S. 211.

2) Lydekker, Memoirs XXII, 78f.

3) Godwin-Austen, On the Post-Tertiary and more recent deposits of Kashmir and the Upper Indus Valley. Report of the 15. meeting of the British Association 1880, S. 589.

4) R. D. Oldham, Some notes on the Geology of the North-West Himalayas. Records XXI. 1888, S. 157f.

5) Penck, Morphologie der Erdoberfläche II, 225f.

Drew 250 Fuß mächtigen diluvialen Terrasse[1]) bedeutet, der Resthügel von Islamabād also 100 m hoch aus der Flußniederung aufragen würde.

Schon in diesem südlichsten Teile des Beckens sind die beiden so charakteristischen Längszonen ausgebildet: die Flußniederung im Nordosten und die diluviale Hochfläche im Südwesten. Der Dschilęm hält nicht die Mitte des Beckens ein, er fließt an der nordöstlichen Seite in der Nähe des Gebirgsrandes. Er hat hier eine im Mittel 15 km breite absolut ebene Fläche geschaffen, in der er stellenweise sogar beinahe das Gebirge bespült, so kurz oberhalb Srinagar, wo Bergsporne des Grundgebirges in die Ebene hinaustreten. In diese Flußniederung, deren Boden aus Lehm und Sand besteht, taucht das Grundgebirge unvermittelt unter; nur an wenigen Stellen sind diluviale Hochflächen eingeschaltet, so die erwähnte Terrasse von Martand zwischen dem Grundgebirge und dem Resthügel von Islamabād, so eine größere Partie südöstlich von Srinagar bei Pampur, zwischen den beiden Felsspornen der Wastarwan und Takht-i-Suliman. Auch weiter im NW kommen am Fuße des östlichen Gehänges schmale Reste der diluvialen Terrasse vor, so bei Bandipūr und wohl auch an anderen Orten, überall wo ausspringende Winkel des Bruchgehänges Schutz vor der Abtragung gaben. Die ganze Südwesthälfte des Beckens aber besteht aus einer breiten Zone eben der jungen Beckenablagerungen; nur der Dschilęm, der ja die Talebene verläßt, nachdem er sie nur zu drei Vierteln durchflossen hat, durchbricht die diluviale Hochfläche, um in das Gebirge einzutreten. Der äußerste Nordwesten von Kaschmir, Kamradsch, gehört ganz der Hochfläche, der sogenannten »Karewa«, an. Karewa[2]) ist ein Wort aus der Kaschmirsprache. Es bedeutet soviel wie »kleines Plateau«, »kleine Hochfläche«. Nicht sowohl die gesamte breite und langgedehnte Formation, sondern die einzelnen, von tiefen Taleinschnitten oder von Schluchtrissen begrenzten Hochflächen. »Auf einer Karewa gelegen«, »am Fuße einer Karewa«, das sind Bezeichnungen, die in der Topographie von Kaschmir gang und gäbe sind, im Munde der Eingeborenen sowohl wie der Europäer, und auch wir bezeichnen gern die breite diluviale Zone des Südwestens mit dem Namen der »Karewaterrasse«. Sie ist in der Tat das formgebende Element innerhalb der ganzen Talniederung. Auf jeder Wanderung, ja auf jedem Bilde, das Kaschmirische Landschaft darstellt, nimmt man, wenn auch in der Ferne, den Abfall der weitgedehnten Hochfläche wahr, die Kante der Karewa, oder kleine Rücken, aus dem Gefüge der Hochfläche losgetrennt und in die Flußniederung hineinragend. Nicht aber darf uns das Vorhandensein eines besonderen Namens veranlassen, in der Karewa etwas ungewöhnliches zu erwarten, etwas anderes als eine alte, nun zum Teil wieder ausgeräumte Beckenausfüllung.

Nur an wenigen Stellen ragen aus der Karewaterrasse Resthügel des Grundgebirges auf, so bei Schapeyan (2115 m, also mehr als 400 m über das Niveau der Talsohle aufragend), bei Ferozipūr und weiter östlich, sowie im äußersten Nordwesten. Im übrigen taucht das Grundgebirge des Pir Pandschāl ebenso unter die Ablagerungen der Karewa, wie das Grundgebirge des Nordostens unter die Lehme der Flußniederung.

Denn diese nordöstliche Niederung ist sicherlich das Werk des Flusses. Lehm und Sand ist der Grund der Niederung, und aus Lehm und Sand besteht die Sohle des Flusses. Dem Badenden wird das bemerkbar, wenn sein Fuß im Schlamm einsinkt. Geröllc und Steine bewegt der Fluß, außer vielleicht bei Hochfluten, nicht mehr.

Ein genaues Studium der Karewahochflächen war nicht meine Aufgabe, auch fehlte es mir selbstverständlich an der nötigen Zeit, diese Arbeit in Angriff zu nehmen. Doch sind wir durch Godwin-Austen, Drew und Lydekker über Charakter, Mächtigkeit und

[1]) Drew, The Jummoo and Kashmir Territories, S. 169.
[2]) Ebenda S. 167.

Lagerung der sie zusammensetzenden Schichten einigermaßen unterrichtet[1]). Die Karewa besteht im Innern des Beckens aus Sand und Lehm, ersterer ist stellenweise zu Sandstein verhärtet. Am Nordostrand und in der aus der Flußniederung sich erhebenden Diluvialscholle von Payech ist die Lagerung vollständig horizontal. In der breiten Karewaterrasse des Südwestens ist zu bemerken, daß die Lagerung, die im Innern der Ebene, also am Abbruch gegen die Flußniederung, ebenfalls noch horizontal ist, gegen das Gebirge zu, je näher je mehr, eine geneigte wird, so daß die Karewaterrasse gegen die Pir Pandschälkette zu ansteigt. Mit dem Auftreten der Neigung in den Karewaschichten ändert sich auch ihr Charakter einigermaßen, indem von nun an blaue Tone und Konglomeratablagerungen die Hauptrolle spielen.

Godwin-Austen nannte diese Abteilung nach dem Orte, wo er ihr Vorkommen studierte, Hirpürschichten[2]). Lydekker wies diesen Namen zurück, trat aber dadurch, daß er sie »untere Karewaschichten« nannte, gleichfalls der Ansicht bei, daß die schräg gestellten Karewaschichten des Pir Pandschälrandes zeitlich verschieden seien von den horizontal gebliebenen Ablagerungen des Beckeninnern, die er »obere Karewaschichten« nennt.

Über die sog. »unteren Karewaschichten« wissen wir recht wenig. Lydekker hat keine Beobachtungen über sie angestellt, er führt nur Godwin-Austens kurze Bemerkungen an, die uns nur in zusammenfassenden Aufstellungen, aber nicht in veröffentlichten Aufnahmeberichten oder Profilzeichnungen vorliegen. Nach Godwin-Austen nun beträgt die Mächtigkeit der unteren Karewaschichten, die er quer zum Schichtfall maß, stellenweise mindestens 425 m. Über 200 m Mächtigkeit gibt er allein dem Komplex von Schichten, in dem er Land- und Süßwassermollusken, Pfanzen und Fischskelette fand[3]). Was die Entstehungsweise dieser Ablagerungen anlangt, so nimmt er oftmaligen Wechsel des Ablagerungsmediums an, es wechselte Seebedeckung mit Landoberfläche, letztere nachweisbar aus der Anwesenheit von Kohlen- und Lignitflözen, die bis 5 cm mächtig sind und sich in einem Falle über 3 km in der Horizontalen ausdehnen.

Die Höhe, bis zu der diese »unteren Karawaschichten« sich am Rande der Pir Pandschälkette erheben, beträgt etwa 1950 m, d. h. sie ragen etwa 300 m über die Flußebene auf, und mehr als 200 m über die Terrasse der »oberen Karewaschichten«. Ob sie sich aber am Grunde der oberen Karewaschichten über das ganze Talbecken hin ausdehnen, wird von Lydekker[4]) bezweifelt.

Die Mächtigkeit der »oberen Karewaschichten« wird zu 60 bis 100 m angegeben, d. h. bis zu dieser Höhe ragen die Karewas über die Talsohlen des Dschilęm und seiner Nebenflüsse auf. Die wahre Mächtigkeit ist nie festgestellt worden. Auch über ihre Zusammensetzung ist wenig bekannt. Drew, der sie in den verschiedensten Teilen des Kaschmir-Talbeckens sah, bemerkt allerdings, daß sie aus wagerechten oder nahezu wagerechten Lagen (beds) bestehen. Aber was ich sah, das waren schichtungslose Terrassenwände, die mich an unseren Löß erinnerten, und auch Lydekker[5]) bemerkt, daß die Spuren von Schichtung sehr schwach seien.

---

[1]) Godwin-Austen, Quart. Journ. Geol. Soc., Bd XV, S. 221. Quart. Journ. Geol. Soc., Bd XX, S. 383. Report of the 15. meeting of the British Association, 1880, S. 589. — Drew, The Jummoo and Kashmir Territories, S. 167—70, 209f. — Lydekker, Memoirs XXII, S. 72—80.

[2]) British Association Report 1880, S. 383.

[3]) Diese Fossilien scheinen lebende Formen zu sein oder solchen nahe zu stehen. Quart. Journ. Geol. Soc. XX läßt das nicht erkennen. Aber Medlicott in Manual, 1. Aufl., S. 673 und, Lydekker, S. 75, sprechen von rezenten Formen; ebenso Oldham im Manual, 2. Aufl., S. 421, wobei erwähnt wird, daß die Fischskelette und Pflanzen noch nicht bestimmt seien.

[4]) Lydekker, Memoirs XXII, S. 77.

[5]) Ebenda S. 73.

Das einzige Profil vom Rande einer ebenflächigen Karewa der Talmitte gibt Drew[1]) an, und zwar zeigte dieses, von oben nach unten:

6 m ziemlich grober graublauer oder brauner Sand mit einigen kleinen Geröllen,
1 m feiner weicher brauner Sand,
5 m harter, sehr feinkörniger Sand,
1,5 m blauer sandiger Lehm,
1,5 m feiner weicher Sand,
0,6 m grober Sand (wie oben).

Nur 15 m waren entblößt, doch bemerkt Drew, daß die ganze 75 m betragende Mächtigkeit dieser Karewa einer Wechsellagerung von Schichten dieses Charakters entspräche. Das in Rede stehende Profil ist ohne Zweifel fluviatiler Bildung; daß wir hier ein altes Dschilęmbett haben, geht schon aus der Lage dieser Karewa hervor, es ist die erwähnte, den Resthügel von Islamabād mit dem Hauptgehänge verbindende Terrasse. Aber was ich sonst von Karewaprofilen sah oder in der Literatur finde, das zeigt nicht entfernt diese Mannigfaltigkeit der lithologischen Zusammensetzung, so daß ich mir an Ort und Stelle die Anschauung bildete, daß wir es in den oberen Karewaschichten mit einer lößartigen Bildung zu tun haben, also entweder mit fluviatiler Schlammtrübe oder mit äolischen Ablagerungen im Steppengebiet, vielleicht in gletscherfreiem Gebiet aus der Eiszeit.

Welches ist nun das Lagerungsverhältnis zwischen den geneigten Karewaschichten des Pir Pandschālrandes und den flach liegenden des Beckeninnern? In den ersteren kommen nach Godwin-Austen Schichtneigungen bis zu 20° und mehr vor[2]), sie liegen »tiefer«, sind also schräggestellt durch geotektonische Störung, nach Lydekker[3]). Der tektonische Vorgang, der diese Schrägstellung bewirkte, ist nach Godwin-Austen[4]) die jugendliche Hebung der Pir Pandschālkette, die also stattgefunden haben müßte, als bereits die heutige Fauna lebte. Dieser Erklärung schloß sich Medlicott[5]) an, und auch Oldhams[6]) Erklärung der Entstehung des Kaschmir-Talbeckens läßt eine derartige Deutung der Schichtenneigung in den »unteren Karewaschichten« zu. Lydekker aber weicht einem offenen Bekenntnis aus und scheint sich überhaupt einigermaßen zu widersprechen; denn einmal hält er, darin Godwin-Austen folgend, an dem Unterschied zwischen den unteren, schräggestellten, konglomeratischen oder tonigen, und den oberen, horizontalen, sandiglehmigen Karewaschichten fest. Anderseits aber bemerkt er, daß in dem von ihm untersuchten Profil von Gulmarg nach Srinagar, also quer durch die ganze Karewaformation, nicht die mindeste Spur einer Unkonformität zwischen den unteren und den oberen Karewaschichten auftrete[7]), daß vielmehr lediglich, je weiter man sich vom Gebirgsrand entferne, die Schichtneigung sich immer mehr verflache. Die Sache ist also noch nicht spruchreif, nur scheint es verfrüht zu sein, mit Godwin-Austen eine derartige Diskordanz anzunehmen, wie sie in Fig. 6 dargestellt ist.

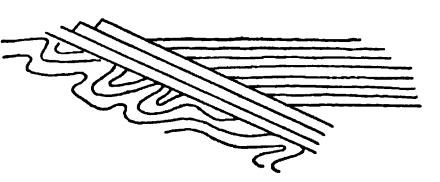


Fig. 6. Die Struktur der Karewaterrasse nach Godwin-Austen.

Die höheren Neigungsgrade an der Hochgebirgsflanke können zum großen Teile Erscheinungen des ursprünglichen Absatzes sein. 5° bis zu 20° aufwärts soll die Neigung

[1]) Drew, a. a. O. S. 209, zitiert bei Lydekker, Memoirs XXII, S. 74.
[2]) Godwin-Austen, Quart. Journ. Geol. Soc. XX, 1864, S. 383.
[3]) Memoirs XXII, 75.
[4]) Quart. Journ. Geol. Soc. XX, 1864, S. 384.
[5]) Manual, 1. Aufl., S. 673.
[6]) R. D. Oldham, Some notes of the Geology of the N. W. Himalayas. Records XXI, 1888, S. 157 f. und Manual, 2. Aufl., S. 421.
[7]) Memoirs XXII, S. 75.

hier betragen, woraus hervorzugehen scheint, daß in der Regel die mäßigen Neigungsgrade überwiegen, und Neigungen von 20° die Ausnahme bilden. Ja, ich möchte die Vermutung aussprechen, daß derartig hohe Neigungen nur in den Konglomeraten beobachtet worden sind, die, wie Lydekker bemerkt[1]), nur als Schuttkegelbildungen vor dem Ausgang der heutigen Täler, nicht aber als fortlaufender Horizont vorkommen. Daß hier am Gebirgsrand aber stärkere Akkumulation stattfand, und auf ursprünglich geneigter Fläche die Ablagerungen mit stärkerer Neigung liegen blieben, kann uns nicht wundernehmen, wenn wir im Auge behalten, daß das Becken von Kaschmir einen Einbruch darstellt, und die Karewaschichten des Gebirgsrandes in ihrer größeren Mächtigkeit einer Schuttkegelterrasse entsprechen, während im Beckeninnern gleichzeitig eine viel geringere Mächtigkeit feineren Materials abgelagert wurde, sei es am Grunde eines Sees, sei es von einem Flusse, sei es durch äolische Kräfte. Das Profil durch die Karewaterrasse, wie es sich danach ergeben würde, wäre etwa das in Fig. 7 dargestellte.

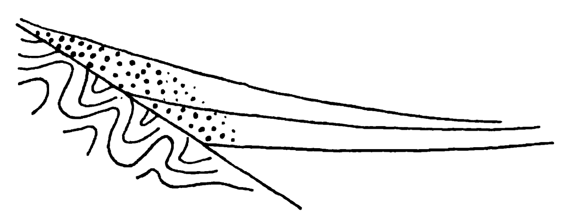


Fig. 7. Hypothetisches Profil durch die Karewaterrasse.

Auf diese Weise würde sich die größere Mächtigkeit und die größere Neigung der sog. »unteren« Karewaschichten, ihre Ausdünnung, fazielle Umwandlung und söhlige Lagerung im Beckeninnern erklären lassen.

Doch soll nicht verschwiegen werden, daß auch noch eine dritte Deutung möglich ist: Aber ein derartiges Übergreifen von »jüngeren« Karewaschichten über »ältere« ist eben noch nicht beobachtet worden. Eine endgültige Meinung kann erst gebildet werden, wenn die Konglomerate, Sande, Schotter und ähnliche Flußbildungen des Pir Pandschälrandes von den blauen Tonen getrennt sein werden, die den Grund der Karewaterrasse in dieser Region zu bilden scheinen.

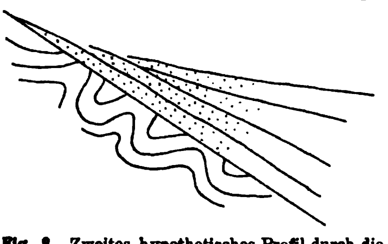


Fig. 8. Zweites hypothetisches Profil durch die Karewaterrasse.

Man könnte gegen unsere, wie gesagt vorläufige, Anschauung von der Gleichzeitigkeit der horizontalen und der geneigten Karewas einwenden, daß der anderen Längsseite der Ebene die hoch ansteigende und geneigte Karewaterrasse fehle. Sie ist allerdings zum größten Teil zerstört, weil der Fluß die Ablagerungen dieser Seite des Talbeckens ausgeräumt hat. Aber zum Beispiel an der Ausmündung des Sindtals ist am Gehänge, ohne irgend welche Verbindung mit den niedersten Terrassen, der Rest einer nagelfluhartigen Ablagerung haften geblieben. Die Neigung ist nach der Ebene zu. Diese Konglomeratbildung hat eine bedeutende Mächtigkeit, an der Talmündung selbst ist sie zerstört, nur östlich davon am Gehänge ist sie erhalten[2]). Ich sehe darin eine Schuttkegelbildung des Sindflusses aus der Zeit, als auch vor den gegenüberliegenden Talmündungen sich Schuttkegel anhäuften.

Während an den Gebirgsflanken sich diese mächtigen Schutt-Terrassen bildeten, wurde das Beckeninnere bis zu einer Höhe von etwa 100 m über der heutigen Talsohle mit den sandig-mergeligen Ablagerungen der eigentlichen Karewa zugeschüttet. Darauf sank der auf der Höhe der Karewaaufschüttung fließende Dschilęm ein, und bei dem vorwaltenden Bestreben, sein rechtes Ufer anzugreifen, räumte er die rechte, nordöstliche Hälfte der Karewa

[1]) Memoirs XXII, S. 76.
[2]) Auch Drew erwähnt sie S. 211 und Lydekker auf S. 76.

fast vollständig aus. Nur an geschützten Punkten blieben Überreste vorhanden, so z. B. die Karewa von Islamabād und der erwähnte Schuttkegel des Sindflusses.

Es muß fraglich bleiben, ob die niedrige Terrasse, die sich vor dem Ausgang des Sindtals über die Niederung erhebt, und die höchstens 30 m hoch ist, aus der alten Karewa herausgeschnitten ist, und ob sie nicht vielmehr einer späteren Aufschüttung entspricht.

Über das geologische Alter der Karewaablagerungen läßt sich nur sagen, daß, wie bereits erwähnt, bis jetzt nur am Pir Pandschālrand Fossilien gefunden sind, die, wie es scheint, zu heute noch lebenden Arten gehören. Die sandig-mergeligen Karewas des Beckeninnern haben noch kein Fossil geliefert. Jedenfalls muß man Lydekkers[1]) Anschauung, daß die schräg gestellten Karewaschichten entsprechend den oberen Siwalikschichten zum Pliocän zu stellen seien, als verfrüht zurückweisen und mit Oldham[2]) diese ganze Sedimentationsentwicklung ins Diluvium verlegen.

Man hat stets den Hauptnachdruck der Untersuchung auf die Lösung der Frage gelegt, welcher Art das Medium war, in dem die Karewaformation sich ablagerte. Bei der Gleichartigkeit des sandigen und lehmigen Charakters der das Beckeninnere ausfüllenden Ablagerung, die dem Reisenden zumeist allein auffiel, lag es nahe anzunehmen, daß Kaschmir das Bett eines alten Sees war; zumal einige Seen heute noch vorhanden sind, die als Überreste der alten Seebedeckung gedeutet werden konnten. Drew, der in dem »The later geological history of Kashmir« überschriebenen 10. Kapitel seines Buches eine sehr brauchbare Zusammenfassung von seinen und Godwin-Austens Beobachtungen über die Karewaschichten gibt, gesteht zwar, daß er zur Zeit, als er Gelegenheit hatte, diese zu studieren, noch keine genügende Kenntnis von Fluß- und Talgeschichte überhaupt besaß. Doch sucht er die einstige Existenz eines großen, ganz Kaschmir erfüllenden Sees, wie sie ihm durch frühere Gewährsmänner und durch die Volksüberlieferung glaublich gemacht wird, noch weiter zu stützen, indem er ein Konglomerat am Fuße des Resthügels von Islamabād als Strandkonglomerat des alten Kaschmir-Sees deutet[3]). Der Spiegel dieses Sees, meint er, müsse mindestens so hoch gestanden haben, als die Oberfläche der Karewa am Pir Pandschālrand, also etwa 400 über der heutigen Talsohle. Aber es fehlen die Strandterrassen oder sonstigen Spuren an den Gehängen. Ferner müßte die Erosion des Dschilęm seit der Diluvialzeit einen ungeheuren Betrag erreicht haben, und der von Drew vergeblich gesuchte, den See von Kaschmir aufstauende Riegel müßte eine Höhe von 400 m gehabt haben. Godwin-Austen[4]) hatte, wie schon erwähnt, zehn Jahre vorher bereits erkannt, daß die unruhige Sedimendation am Pir Pandschālrand nicht in einem See vor sich gegangen sein konnte. Aber für die niedere Karewa und ihre terrassenartige Abstufung, wie sie bei Baramula am Ausgang des Talbeckens zutage tritt, scheint er doch Ablagerung am Boden eines schrumpfenden Sees anzunehmen, und die Ursache dieses Schrumpfens erblickt er in der allmählichen und schrittweisen Hebung der Pir Pandschālkette. Lydekker[5]) hält gleichfalls für die Erklärung des gleichmäßigen Charakters der über 60 m mächtigen, das ganze Beckeninnere erfüllenden Karewa die Annahme eines stauenden Dammes, der das Tal in einen See umgewandelt habe, für unumgänglich notwendig.

Auch wir, die wir in Kaschmir ein Bruchbecken erblicken, können die Existenz eines alten Sees ins Auge fassen, aber keinesfalls sind die heutigen Seen Überreste der ursprüng-

---

[1]) Memoirs XXII, S. 77.

[2]) Manual, 2. Aufl., S. 421.

[3]) Wenn Drews Beschreibung richtig ist, so liegt hier mitten im Talbecken eine Ablagerung vom Charakter der »unteren Karewaschichten« vor, die noch dazu ohne jeden Zusammenhang mit den hinter dem erwähnten Resthügel aufragenden und ein wirkliches Plateau bildenden »oberen Karewaschichten« wäre. Leider hat Lydekker, wie es scheint, diese Stelle nicht besucht, obwohl sie auch früheren Reisenden bekannt war, so z. B. Vigne (Travels in Kashmir, Ladāk, Iskardo usw. I, 1842, S. 357).

[4]) Quart. Journ. Geol. Soc. XX, S. 383. Brit. Assoc. Rept. 1880.

[5]) Memoirs XXII, S. 78.

lichen Erfüllung der tektonischen Hohlform mit stehendem Wasser. Ein See bestand so lange, bis die Wasser einen Ausweg fanden, bis durch Überfluß die Durchbruchsstrecke Baramula—Muzafarabād entstand.

2. Der epigenetische Taldurchbruch bei Baramula.

Der Einbruch des Kaschmirbeckens erst hat den Dschilęm geschaffen. Eine bloß beschreibende Darstellung würde sich nun damit begnügen, zu erwähnen, daß der Dschilęm bei Muzafarabād mit scharfem Knie in die Nord-Südrichtung einlenkt. Wir aber erheben die Frage, ob dies nicht eine falsche Ausdrucksweise ist, ob der Dschilęm nicht lediglich ein Nebenfluß der Kischaganga ist. Mit anderen Worten, wir erheben die Frage, welches ist der Hauptfluß, welches der Nebenfluß.

Die Frage, was Hauptfluß ist, was Nebenfluß, wird meist nur aus Rücksichten der Namengebung, also zu kartographischen Zwecken, gestellt oder aus Gründen der geographischen Statistik. Ihre wahre Bedeutung aber erhält sie erst, wenn sie Hand in Hand geht mit der Untersuchung, welcher von den die Fragestellung anregenden Flüssen der ältere ist, der die Existenz oder wenigstens die Richtung des anderen erst bestimmt hat. Dieser ist alsdann der Hauptfluß, wenn er an Wassermenge, also an Lauflänge, dem anderen annähernd gleich oder überlegen ist.

In wenig Fällen möchte die Frage so leicht zu entscheiden sein, wie im Falle Kischaganga-Dschilęm. Die Lauflänge der beiden bei Muzafarabād zusammenfließenden Ströme ist etwa die gleiche, der Dschilęm lenkt aber so entschieden in die Kischagangarichtung ein, daß die Kischaganga von vornherein als der ältere, der formbestimmende, der Hauptfluß angesehen werden müßte, auch wenn nicht, wie von uns geschieht, für den Abfluß des Kaschmir-Beckens ein geringeres Alter gefordert wird. Den tiefen Einschnitt des oberen Dschilęmtals zwischen Baramula und Muzafarabād haben wir uns unserer Theorie nach derart entstanden zu denken, daß auch in der streichenden Fortsetzung des Senkungsfeldes von Kaschmir grabenförmige Erniedrigungen des Gebirges stattfanden, und daß hier den Wassern des Kaschmir-Sees Gelegenheit gegeben war, die Wasserscheide gegen das Tal eines bei Muzafarabād mündenden Kischaganga-Nebenflusses zu überfließen. Auf diese Weise entstand der Dschilęm, der vermöge seiner Eigenschaft als Fluß der wichtigsten Landschaft des Gebirges und vermöge seines großen Wasserreichtums als Abfluß des großen Wasserreservoirs von Kaschmir bei uns als der namengebende Hauptfluß gilt [1]).

Es muß also das Kaschmirbecken einmal bis zum Überfließen mit Sediment und stehendem Wasser ausgefüllt gewesen sein, und tatsächlich finden wir die Spuren äußerst kräftiger Sedimentation in den Karewas erhalten. Ferner muß das Dschilęmtal die Spuren sehr schnellen Tiefereinschneidens an sich tragen, wie es im Gefolge eines Überflußdurchbruches und entsprechend der Ausbildung eines Durchbruchstales in, geologisch gesprochen, so kurzer Zeit stattgefunden haben muß. In der Tat fließt der Dschilęm auf etwa 20 km zwischen Uri und Tschakōti in einer gewaltigen Schlucht.

Einzelheiten eines Überflußdurchbruchs werden sich mit seltenen Ausnahmen niemals feststellen lassen. Alle derartigen Erklärungen bleiben Hypothese. Und so kann uns auch das Studium des Taleingangs bei Baramula noch nicht, wie Lydekker erhoffte, den Schlüssel zur Erklärung der Talgeschichte von Kaschmir geben. Wohl aber muß sie uns einige Kunde über die Veränderungen bringen, die die Ausflußader von Kaschmir erlitten hat, weswegen ich die Beobachtungen mitzuteilen wage, die ich während eines kurzen

[1]) Wenn es wahr ist, daß auch die ungelehrten Kaschmiri ihren Fluß Behat nennen, was das alte Vitasta (griechisch: Hydaspes) ist, so würde auch im Volksbewußtsein der Dschilęm und nicht die Kischaganga der Hauptfluß sein.

Baramula. Das untere Ende der Talebene von Kaschmir.

lichen Erfüllung der tektonischen Hohlform mit stehendem Wasser. Ein See bestand so lange, bis die Wasser einen Ausweg fanden, bis durch Überfluß die Durchbruchsstrecke Baramula—Muzafarabād entstand.

2. Der epigenetische Taldurchbruch bei Baramula.

Der Einbruch des Kaschmirbeckens erst hat den Dschilęm geschaffen. Eine bloß beschreibende Darstellung würde sich nun damit begnügen, zu erwähnen, daß der Dschilęm bei Muzafarabād mit scharfem Knie in die Nord-Südrichtung einlenkt. Wir aber erheben die Frage, ob dies nicht eine falsche Ausdrucksweise ist, ob der Dschilęm nicht lediglich ein Nebenfluß der Kischaganga ist. Mit anderen Worten, wir erheben die Frage, welches ist der Hauptfluß, welches der Nebenfluß.

Die Frage, was Hauptfluß ist, was Nebenfluß, wird meist nur aus Rücksichten der Namengebung, also zu kartographischen Zwecken, gestellt oder aus Gründen der geographischen Statistik. Ihre wahre Bedeutung aber erhält sie erst, wenn sie Hand in Hand geht mit der Untersuchung, welcher von den die Fragestellung anregenden Flüssen der ältere ist, der die Existenz oder wenigstens die Richtung des anderen erst bestimmt hat. Dieser ist alsdann der Hauptfluß, wenn er an Wassermenge, also an Lauflänge, dem anderen annähernd gleich oder überlegen ist.

In wenig Fällen möchte die Frage so leicht zu entscheiden sein, wie im Falle Kischaganga-Dschilęm. Die Lauflänge der beiden bei Muzafarabād zusammenfließenden Ströme ist etwa die gleiche, der Dschilęm lenkt aber so entschieden in die Kischagangarichtung ein, daß die Kischaganga von vornherein als der ältere, der formbestimmende, der Hauptfluß angesehen werden müßte, auch wenn nicht, wie von uns geschieht, für den Abfluß des Kaschmir-Beckens ein geringeres Alter gefordert wird. Den tiefen Einschnitt des oberen Dschilęmtals zwischen Baramula und Muzafarabād haben wir uns unserer Theorie nach derart entstanden zu denken, daß auch in der streichenden Fortsetzung des Senkungsfeldes von Kaschmir grabenförmige Erniedrigungen des Gebirges stattfanden, und daß hier den Wassern des Kaschmir-Sees Gelegenheit gegeben war, die Wasserscheide gegen das Tal eines bei Muzafarabād mündenden Kischaganga-Nebenflusses zu überfließen. Auf diese Weise entstand der Dschilęm, der vermöge seiner Eigenschaft als Fluß der wichtigsten Landschaft des Gebirges und vermöge seines großen Wasserreichtums als Abfluß des großen Wasserreservoirs von Kaschmir bei uns als der namengebende Hauptfluß gilt [1]).

Es muß also das Kaschmirbecken einmal bis zum Überfließen mit Sediment und stehendem Wasser ausgefüllt gewesen sein, und tatsächlich finden wir die Spuren äußerst kräftiger Sedimentation in den Karewas erhalten. Ferner muß das Dschilęmtal die Spuren sehr schnellen Tiefereinschneidens an sich tragen, wie es im Gefolge eines Überflußdurchbruches und entsprechend der Ausbildung eines Durchbruchstales in, geologisch gesprochen, so kurzer Zeit stattgefunden haben muß. In der Tat fließt der Dschilęm auf etwa 20 km zwischen Uri und Tschakōti in einer gewaltigen Schlucht.

Einzelheiten eines Überflußdurchbruchs werden sich mit seltenen Ausnahmen niemals feststellen lassen. Alle derartigen Erklärungen bleiben Hypothese. Und so kann uns auch das Studium des Taleingangs bei Baramula noch nicht, wie Lydekker erhoffte, den Schlüssel zur Erklärung der Talgeschichte von Kaschmir geben. Wohl aber muß sie uns einige Kunde über die Veränderungen bringen, die die Ausflußader von Kaschmir erlitten hat, weswegen ich die Beobachtungen mitzuteilen wage, die ich während eines kurzen

[1]) Wenn es wahr ist, daß auch die ungelehrten Kaschmiri ihren Fluß Behat nennen, was das alte Vitasta (griechisch: Hydaspes) ist, so würde auch im Volksbewußtsein der Dschilęm und nicht die Kischaganga der Hauptfluß sein.

Baramula. Das untere Ende der Talebene von Kaschmir.

besteht aus anstehendem Gestein, das in Trümmern oben herumgestreut liegt. Die dritte Rippe gipfelt in der den Riegel im Anblick beherrschenden waldigen Kuppe, deren Gehänge in schönem, geradem Abfall zum Flusse niederzieht und einen scharfen Rücken flußabwärts sendet, der das Steilufer bildet.

Die Auflösung des flußseitigen Riegelabfalls in Rippen mit trennenden Schluchten ist typisch. Ich wurde an den Leopoldsberg-Kahlenberg am Eintritt der Donau in das innere Wiener Becken erinnert.

Das gegenüberliegende Gehänge gehört seiner Steilheit, seiner Form und seiner Höhe nach vollständig dem Grundgebirge an. Bisher also ergab sich, daß der Fluß sein heutiges Talbett im Grundgebirge vertieft hat.

Über die geologische Zusammensetzung des Riegels, südöstlich der Grundgebirgsentblößung sah ich beim Überschreiten desselben von Baramula zum Vorhof folgendes: Gleich beim Aufstieg längs des verfallenden alten Weges sieht man Gerölle, darüber bis zur Höhe herrschen Sande vor und ausgetrocknete sandige Lehme von gelber Farbe. Auf der Paßhöhe, deren lehmige Sande zu Rissen ausgefurcht sind, liegen große Gerölle (bis 40 cm im Durchmesser), darunter oblonge Stücke eines schiefrig brechenden Gneises von streifigem Habitus. Die Paßhöhe zeigt Spuren bedeutender Abtragung. Sie besteht aus feinen verfestigten Sanden, die zu glatten, plattigen Wölbungen abgewittert sind, so daß nach unterhalb, also zum Vorhof, ein eigentümlich buckelig-glatter Abfall der Sande herrscht. Bänke verhärteter konkretionärer Sande lassen den Neigungswinkel zu 12 bis 15° nach WSW bestimmen. Leider sind von früheren Beobachtern, denen mehr Zeit zur Verfügung stand, keine Angaben über den Schichtfall, besonders der anderen Seite, vorhanden. Im allgemeinen soll jedoch gelten, daß die Karewaschichten gegen das Talinnere, also gegen NO fallen. Unterhalb der verfestigten Sande stehen auf der rechten Seite des Risses ebenso gerichtete Gerölle von mittleren und kleineren Formaten an. Sie mögen wohl einem Konglomerat entstammen, denn lose Gerölle verharren nicht in derartig schräger Lage.

Hier also floß der Dschilęm aus der Ebene von Kaschmir, d. h. in dieser Linie floß er heraus; denn was außerhalb des heutigen Riegels, also außerhalb des in diesem Riegel erhaltenen Querschnittes des Dschilęm-Schuttkegels liegt, ist ja noch genau so Ebene, genau so »Kaschmir«, wenn es auch heute nur einen Vorhof darstellt. Die heutige Paßhöhe, von deren relativer Erhebung über die Talsohle leider keine Angabe vorliegt — mir selbst war leider kein Höhenmeßinstrument zur Hand — ist nicht notwendigerweise die letzte Bahn des Flusses gewesen. Sie ist wahrscheinlich nur ein Werk der Denudation und trägt die Spuren bedeutender Abtragung.

Was ergibt sich aus diesem Sachverhalt für die Erklärung der heutigen Durchbruchsschlucht? Der Fluß muß sein Bett durch stetige Akkumulation erhöht haben, bis er zum mindesten etwas über der Höhe des heutigen Riegels floß. Die Erhebung der Grundgebirgsrandkuppen über die heutige Riegelhöhe ist jedoch nur sehr gering, vielleicht 10 m. Um auch diese Kuppen mit seinen Ablagerungen zu verhüllen, dazu genügte dem Flusse eine Geröllablagerung von nur geringer Mächtigkeit, wie sie, zumal in diesem Klima, schnell der Zerstörung anheimfällt. Aber wir haben nicht nötig, in derartig hypothesenartigen Ausdrücken zu reden. Denn auf der Grundgebirgskuppe am Abfall der zweiten Rippe zum Dschilęm sah ich ja die Überreste dieses Flußbettes in Gestalt vereinzelter dem Grundgebirge aufgelagerten Gerölle liegen.

Die Grundgebirgskuppen am linken Ufer des Dschilęm gehören also seinem ursprünglichen rechten Ufer an. Ihre Entstehung zu untersuchen, ist nicht nötig. Wir bezeichnen sie als Felsleisten; denn auch am heutigen rechten Ufer kommen, wohl in derselben Höhe, Felsleisten vor. Die Ablagerungen des Flusses, und dieser mit ihnen, stiegen, in dem

alten Bette, bis sie die alte Felsleiste überdeckten, verhüllten. Und als der Fluß von neuem einschnitt, schnitt er rechts seines alten Bettes ein, und es entstand der Engpaß von Baramula, während, wenn er sein altes Bett wieder gefunden hätte, Baramula heute noch in der Ebene läge, wenigstens in einem breiten Tale; der Fluß hätte alsdann den Karewariegel abgetragen, der »Vorhof« stünde mit der Talebenein unmittelbarer Verbindung, für Kultur, Bebauung und Ansiedlung wären gewiß 10 qkm gewonnen. So bildet der Fluß eine kurze und zwecklose Enge, zwecklos, weil gleich unterhalb wieder eine Talweitung folgt. Aber diese kann nicht mehr im Boote erreicht werden, weil der Dschilęm bereits in der Höhe der zweiten Rippe Stromschnellen bildet.

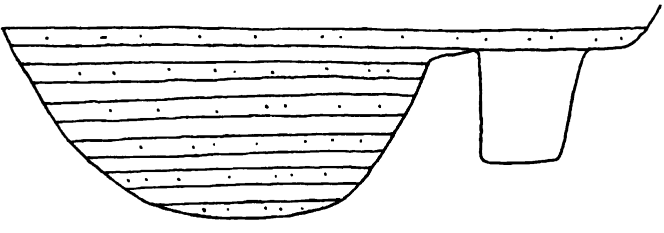


Fig. 11. Schematisches Profil durch die Talenge von Baramula zur Veranschaulichung der Entstehung des Durchbruchs.

Ein Wort ist noch nötig über die Entstehung des »Vorhofs«. Auch ihn haben wir uns ursprünglich mit Karewa-Ablagerungen, also Dschilęmgeröllen, erfüllt, zu denken, die vielleicht bis Nauschera reichten, wo das Tal enger zu werden beginnt. Daß sie ausgeräumt wurden, ist wahrscheinlich der planierenden Tätigkeit des Flusses zu danken, der hier von rechts, aus dem Grundgebirge, nach links hinüberstieß, und seine alten Ablagerungen von W her angreifend, den Riegel herausschnitt.

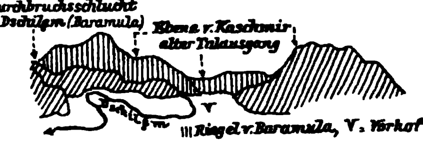


Fig. 12. Der »Vorhof« der Ebene von Kaschmir.

Über die Geschichte des Einbruchs selbst haben wir durch das Studium des Querriegels von Baramula nichts erfahren, wohl aber Gelegenheit gehabt, eine Stromverlegung kennen zu lernen von der Art der »gesunkenen« (epigenetischen) Talbildung[1]).

3. Die heutige Landoberfläche.

Das Kartenbild und der Anblick in der Natur wird beherrscht durch den Gegensatz: Flußniederung und Karewa. Dicht gedrängt treten die Flüßchen und Bäche aus dem Pir Pandschälgebirge in die Ebene und zerteilen sich wiederum in eine Unmenge von Wasseradern und -armen. So erscheint auf der Karte des Atlas of India ein etwa 15 km breiter Streif Beckengrundes geradezu zerstückelt und zerschnitten in eine Unmenge schmaler, spitz beginnender, spitz auskeilender Streifen. Diese sind die eigentlichen »Karewa«hochflächen, getrennt durch Schluchten, die 30 bis 100 m tief eingesenkt sind an deren Wänden das lehmige Gestein ansteht, das oft nur schwache Spuren von Lagerung und Schichtung zeigt. Dies die kurze, aber treffende Skizzierung, die Drew und Lydekker von der Karewaterrasse geben. Ich habe nur wenig Gelegenheit gehabt, die Karewa im Innern des Beckens zu sehen. Doch erinnerte mich die senkrechte Klüftung, die gelbliche Färbung und die Schichtungslosigkeit stets von neuem an unseren Löß.

[1]) Der Verfasser möchte als systematische Benennung für die drei möglichen Arten der Fluß- bzw. Talbildung, die bisher mit den von ganz verschiedenen Kriterien ausgehenden Namen: konsequent, antezedent und epigenetisch bezeichnet wurden, folgende Klassifikation vorschlagen:

syngenetisch (mit
progenetisch (vor } der heutigen Landoberfläche entstanden),
epigenetisch (über

oder auf deutsch: ursprünglich,
beständig,
gesunken.

Wie mit einem Striche endigt längs einer von SO nach NW verlaufenden Linie die Bachzerteilung, die Dichte der längs der Bäche gelegenen Siedelungen, die Hügel- oder Plateauform, auf der Karte wie im Anblick in der Natur. Wir sind in der Flußniederung; die Bachadern haben sich wieder vereinigt, die Siedelungen werden spärlicher. Das Land liefert infolge künstlicher Bewässerung gute Ernten, vor allem ist die Reiskultur hier in Übung. Der Grund der Flußebene wird von lehmigen Flußalluvien gebildet, die menschliche Kunstgegenstände enthalten und vollständig denen gleichen, die noch jetzt von dem Flusse bei Hochwasser abgesetzt werden.

Der Dschilęm bildet sich in der Gegend von Islamabād aus einer Art Flußfächer. Hier vereinigen sich die Hauptquellflüsse Arput, Bringh und Sandrahan, denen wenige Kilometer weiter unterhalb unter dem Namen Veschau die Abflußrinne des südwestlichen Quadranten von Oberkaschmir zustrebt. Nach Drew fließt der Dschilęm in der Gegend des Flußknotens in etwa 1650 m. In seinem Laufe von hier zum Wullar-See ist der Fluß eine breite ruhige Wasserstraße und bildet recht eigentlich den Lebensnerv von Kaschmir. 1580 m hoch liegt der Spiegel des Wullar-Sees, der vom Dschilęm durchflossen wird und im Sinne der Flußrichtung das Beckentiefste darstellt. In der Luftlinie gemessen beträgt die Entfernung beider Punkte etwa 80 km. Das Gefälle beträgt also 70 m auf 80 km, im Durchschnitt also 0,875 m auf 1 km. Und zwar beträgt auf die ersten 48 km Luftlinie, von Islamabād bis Srinagar, das Gefälle 50 cm, also 1 m pro km. Entsprechend diesem starken Gefälle schneidet der Fluß in dieser oberen Strecke ein, und bei niedrigem Wasserstand erheben sich seine Uferkanten 5 m über den Wasserspiegel. Das ist der Fall im Hochsommer. Auf die 32 km abwärts Srinagar beträgt das Gefälle nur noch 17 m, also nur noch 53 cm auf 1 km. Hier ist der Fluß bereits akkumulierend: er erhöht seine Ufer, wie auf der Bootreise von Srinagar nach Baramula schön zu sehen ist. Der Fluß hat in den See ein Delta vorgebaut, und trachtet, den See in der ursprünglichen Beckenrichtung, von SO nach NW einzuschnüren; er verläßt den See aber rechtwinklig zu seiner Einmündung, in der südwestlichen Ecke. Den ganzen Flußlauf bis zum See auszufahren, dann im See mit den primitiven Fahrgelegenheiten den Ausfluß aufzusuchen, ist einmal sehr zeitraubend und zweitens scheuen sich die Kaschmiris, ihre flachen Boote dem oft recht stürmischen See anzuvertrauen. Da ferner die ganze Arbeit stromaufwärts durch Menschenkraft geschieht, die Seeufer aber sich im Sumpfland verlieren, hat man wohl seit alter Zeit den Dschilęm weiter oben mit seiner Ausflußstelle aus dem See durch einen Kanal in Verbindung gesetzt. Dies ist der Nurukanal, der bei Schadipūr, 16 km unterhalb Srinagar, den Fluß verläßt. Dieser Kanal berührt den See eben gerade noch. Im Hochsommer aber ist er fast ohne Wasser, und alsdann ist nur eine bedeutend geringere Abkürzung möglich, indem man bei Hadschan, wenige km oberhalb der Einmündung des Dschilęm in den See, in einen Kanal biegt, der einen der Mühe überhebt, das Dschilęmdelta zu umfahren. Aber die Südwestecke des Sees muß alsdann gequert werden.

An der Stelle, wo, um in den letztgenannten Kanal zu gelangen, der Hauptfluß verlassen wurde, war der Dschilęm 2 bis 3 m, der Kanal aber nur 1 m tief eingeschnitten. Der Dschilęm fließt also auf seinen eigenen Ablagerungen, die er zu durchsinken gezwungen ist, da man ihn nunmehr auch durch künstliche Deichbauten genötigt hat, in dem einmal angenommenen Bette zu verharren. Welche Gefahr dem flachen Lande von den Hochwasserfluten des Dschilęm droht, das bemerkt man u. a. bei Sopūr, das zwischen dem Wullar-See und Baramula gelegen ist. Sopūr ist auf einer niederen Terrasse erbaut, in die der Fluß eingesunken ist, und zwar auf der linken Seite über dem Flusse. Die eigentliche Kaschmirebene aber liegt südlich von Sopūr tiefer als die Terrasse; wird also nur

Der Dal bei Srinagar.

durch den aus den Ablagerungen des Flusses von diesem selbst erbauten Damme vor Überschwemmung bewahrt.

Entsprechend dem geringen Gefälle würde man eine ausgiebige Stromverwilderung erwarten. Aber dieser ist eben durch das ausgedehnte und in allen Teilen der Talebene ausgebildete Kanalsystem vorgebeugt, und die einzige Folge dieser außerordentlichen Gefällsabnahme besteht im Auftreten von Ansammlungen stehenden Wassers, die in allen Übergängen von Sumpf bis zum See hier vorhanden sind. Auf der linken Seite des Flusses liegt 8 km oberhalb Srinagar eine größere Sumpffläche, Schalun[1]) genannt, von den am Grunde der durchlässigen Karewaterrasse hervorquellenden Wassern gespeist. Sie ist in ähnlicher Weise, wie wir später vom Dal[2]) lernen werden, gegen die Hochwasserfluten des Dschilem geschützt. Ein ähnliches, nur noch ausgedehnteres Sumpfland, Antschar, liegt unterhalb Srinagar etwa mittwegs zwischen dieser Stadt und der Mündung des Sindtals auf der rechten Seite des Flusses. Vor das Gebirge legt sich hier eine breite, reich besiedelte Diluvialterrasse, die einen etwa 20 m hohen Steilabfall zur Flußebene bildet, und diese letztere ist durch die reichliche Wasserlieferung vom Gehänge her vollständig versumpft, was zur Zeit des Umsetzens der Reispflänzchen nur noch verstärkt wird. Da ich in eben dieser Jahreszeit, Mitte Juni, hier vorbeikam, erhielt ich geradezu den Eindruck eines Sees, der im Vordergrunde der Mündung eines Seitengrabens hier unter der Terrasse lag.

Die wirklichen Seen, also die Gebiete mit ständiger stehender Wasserausfüllung sind drei an der Zahl, der Dal, der Manasbal-See und der Wullar-See. Auch sie sind, bis auf den zweiten, flache Seen, die sich in Sümpfe fortsetzen; und da außerdem an anderen Orten sumpfige Strecken wie die erwähnten vorkommen, war es erklärlich, daß ältere Beobachter in diesen Seen und Sümpfen die Überreste einer früheren allgemeinen Seeausfüllung der Ebene von Kaschmir sahen. So bemerkt selbst Medlicott[3]), Kaschmir sei noch immer zum Teil ein Seebecken; der größere Teil der Ebene sei allerdings von den Anschwemmungen des Flusses erfüllt, die Oberfläche liege aber immer noch sehr tief. Es käme nun darauf an, ob Medlicott mit dem Wörtchen »still« (das wir mit »noch immer« wiedergaben) recht hat; mit anderen Worten, wir erheben die Frage, ob Beweise dafür vorliegen, daß die heute vorhandenen Seen und Sümpfe die Überreste einer solchen allgemeinen Seeausfüllung des Talbeckens von Kaschmir sind.

Die Sumpf- und Seebildungen liegen sämtlich in der nordwestlichen Hälfte der Talebene, also in der Flußniederung, wo die Karewa ausgeräumt ist; sie liegen unmittelbar am Fuße des Gehänges, sogar geradezu in den Buchten, in denen der Beckengrund, in das Gebirge eingreift. Wären sie wirkliche Restseen einer größeren Seebedeckung, so würden sie in den Teilen der Flußniederung liegen, die wir a priori für die niedrigsten halten möchten, im Bette des Flusses selbst, oder vielmehr der Fluß würde sie bereits entwässert, trocken gelegt haben. Daß sie aber gerade vom Flusse entfernt liegen, das gibt zu denken.

Bei der Stadt Srinagar, in der Bucht zwischen dem Hauptgehänge im Norden und Osten, der Rippe des Takht-i-Suliman im Süden und dem aus der Niederung aufragenden Kastellhügel Hari Parbat im W, liegt der Dal[4]) (Tafel 2). Seine Ausdehnung von N nach S beträgt 5 km, seine ost-westliche Erstreckung etwas mehr als 2 km; 10 qkm mag der

---

[1]) Drew S. 165.

[2]) »Dal« heißt See auf Kaschmiri. Daher sagen wir nicht Dal-See.

[3]) Manual, 1. Aufl., S. 673.

[4]) Den Dal schildert Drew S. 165 und 186 ff. Ferner Frhr Carl v. Hügel in »Kaschmir und das Reich der Siek«, Bd. I, S. 227 ff., Stuttgart 1840. Am schönsten verherrlicht hat ihn Thomas Moore in »Lalla Rookh«.

...rungen des Flusses von diesem selbst erbauten Damme vor Über-

...

... Gefälle würde man eine ausgiebige Stromverwilderung er-
... durch das ausgedehnte und in allen Teilen der Talebene aus-
... gelegt, und die einzige Folge dieser außerordentlichen Gefälls-
... von Ansammlungen stehenden Wassers, die in allen Übergängen
... vorhanden sind. Auf der linken Seite des Flusses liegt 8 km
... Sumpffläche, Schalun [1]) genannt, von den am Grunde der
... hervorquellenden Wassern gespeist. Sie ist in ähnlicher
... Dal [2]) lernen werden, gegen die Hochwasserfluten des Dschi-
..., nur noch ausgedehnteres Sumpfland, Antschar, liegt unter-
... zwischen dieser Stadt und der Mündung des Sindtals auf der
... Vor das Gebirge legt sich hier eine breite, reich besiedelte
... etwa 20 m hohen Steilabfall zur Flußebene bildet, und diese
... Wasserlieferung vom Gehänge her vollständig versumpft,
... der Reispflänzchen nur noch verstärkt wird. Da ich in
... Mitte Juni, hier vorbeikam, erhielt ich geradezu den Eindruck
... Vordergrunde der Mündung eines Seitengrabens hier unter der Ter-

...

... also die Gebiete mit ständiger stehender Wasserausfüllung sind
... Dal, der Manasbal-See und der Wullar-See. Auch sie sind, bis auf
... die sich in Sümpfe fortsetzen; und da außerdem an anderen Orten
... die erwähnten vorkommen, war es erklärlich, daß ältere Beobachter
... Sümpfen die Überreste einer früheren allgemeinen Seeausfüllung der
... So bemerkt selbst Medlicott [3]), Kaschmir sei noch immer zum
... der größere Teil der Ebene sei allerdings von den Anschwemmungen
... die Oberfläche liege aber immer noch sehr tief. Es käme nun darauf
... mit dem Wörtchen »still« (das wir mit »noch immer« wiedergaben)
... Worten, wir erheben die Frage, ob Beweise dafür vorliegen, daß
... Seen und Sümpfe die Überreste einer solchen allgemeinen Seeaus-
... von Kaschmir sind.

... Seebildungen liegen sämtlich in der nordwestlichen Hälfte der Tal-
... Flußniederung, wo die Karewa ausgeräumt ist; sie liegen unmittelbar
... sogar geradezu in den Buchten, in denen der Beckengrund, in das
... Wären sie wirkliche Resten einer größeren Seebedeckung, so würden
... Flußniederung liegen, die wir a priori für die niedrigsten halten
... Flusses selbst, oder vielmehr der Fluß würde sie bereits ent-
... haben. Daß sie aber gerade vom Flusse entfernt liegen, das

... Srinagar, in der Bucht zwischen dem Hauptgehänge im Norden und
... Takht-i-Suliman im Süden und dem aus der Niederung aufragenden
... im W, liegt der Dal [4]) (Tafel 2). Seine Ausdehnung von N nach S
... westliche Erstreckung etwas mehr als 2 km; 10 qkm mag der

... auf Kaschmiri. Daher sagen wir nicht Dal-See.
... S. 673.
... Drew S. 165 und ... ff. Ferner Frhr. Carl v. Hügel ... Kaschmir ...
... S. 227 ff., Stuttgart 1840. Am schönsten verherrlicht hat ihn ...

Der Manasbal-See.

einer Tiefe von 15 m[1]) an der tiefsten gemessenen Stelle liegt sein Boden unter der Sohle des Dschilęm. Der Dschilęm, als Auenfluß, ruht auf seinen eigenen Anschwemmungen. Nehmen wir eine Tiefe des Flusses von 3 m an, so würde die Sohle des Sees also 12 m tiefer liegen als die Sohle des Flußbettes, obwohl in unmittelbarer Nähe gelegen. Wie konnte nun der Fluß, indem er sein Bett, Spiegel wie Sohle, höher legte, die benachbarte Wanne leer lassen? Doch nur dadurch, daß er hier Widerstände fand, daß diese Wanne mit ihrer Wassererfüllung eben älter war, als der Fluß in seiner heutigen Höhenlage. Würden wir im Seegrund einen Rest der alten Flußsohle sehen wollen, im See also etwa eine abgetrennte Flußschlinge, so würden wir vor der schwer zu erklärenden Tatsache stehen, daß bei einer allgemeinen Erhöhung der Ebene um wenigstens 12 m ein in unmittelbarer Nähe des Flusses gelegener Flußkolk nicht ausgefüllt wurde. Das ist aber wohl ohne Beispiel. Wenn wir nun die allgemeinen Verhältnisse ins Auge fassen, so fällt uns zuerst die Lage des Sees auf, vor dem Ausgange des Sindtals. Heute ist der Sindfluß allerdings südlich vom Aha-tung abgelenkt. Aber nichts hindert uns anzunehmen, daß er einmal nördlich dieses Hügels mündete. Und nun steht das Sindtal im Verdacht, bis Kaschmir hinaus vergletschert gewesen zu sein. Wir werden weiter unten sehen, daß bis Gund die Rundhöcker gehen, daß weiter unterhalb Moränen und fluvioglaziale Terrassen, vorderhand noch nicht trennbar, das Tal erfüllen. Es wäre daher sehr wohl denkbar, oder mit dem Stande unserer Kenntnisse wohl vereinbar, daß der Sindgletscher einmal bis in die Kaschmirebene vorstieß und die Wanne des Manasbal schuf. Es ist der feste Umriß und die Tiefe dieses Sees, der den Manasbal heraushebt aus dem Habitus der anderen Seen, des Dal und des weiterhin zu behandelnden Wullar-Sees. Drew berichtet von einem Tempel, der zum Teil untergetaucht sei, und schlägt die Erklärung vor, daß der Seespiegel durch Zuleitung von Wasser vom Sind her erhöht worden sei. Ich habe die Stelle nicht gesehen, und habe daher kein Urteil über das Ausmaß dieser Niveauänderung. Wenn sie so gering sein sollte, daß sie dem erdgeschichtlichen Geschehen von wenigen Jahrhunderten entsprechen könnte, dann möchte ich glauben, daß der Seespiegel durch Rückstau infolge von Erhöhung der Dschilęmbettes und damit Gefällserniedrigung des Seeabflusses sich erhöhte.

Der größte der Seen ist der Wullar-See. Er erfüllt, in das Gebirge eingesenkt, die Nordostecke der Ebene von Kaschmir, nur im äußersten Nordosten ist durch die verlandende Wirkung des Butkol, des Erin und anderer Bäche festes Land, Flachland geschaffen worden. Die Ausdehnung des Sees ist großen Schwankungen unterworfen. Der Wasserstand scheint im allgemeinen zurückzugehen, und dann werden in den Randpartien weite Strecken durch und für die Reiskultur trockengelegt, auch wird Entwässerung durch Kanäle im Gange sein. Gegen S und W, wenigstens SW, geht die Wasserfläche in Marschland über, das, wie ich bei Drew lese, im Frühjahr überschwemmt ist und dann vom Sommer bis zum Herbst austrocknet. Die Längserstreckung des Sees, in der NO—SW-Richtung, beträgt etwa 16 km, seine Breite 10. Der allerdings sehr schwankende Flächeninhalt beträgt demnach rund 160 qkm. Der Wullar-See stellt somit eine recht ansehnliche Wasserfläche dar. Besonders wenn man von NO her, von Bandipūr aus, den See überblickt, aus dem im W mit schön modellierter Profillinie das Vorgebirge des Schakr-ud-Din Ziarat[2]) hervortritt, hinter dem das Seeufer, dem Auge bereits undeutlich geworden im Bogen über S gegen O zurückschließt, kann man auf den Gedanken kommen, daß der Wullar tatsächlich der Rest des großen Sees von Kaschmir sei. In der Tat sieht man ja auch die Zeugnisse dafür, wie der See schrumpft, wie der Butkol in Windungen durch

[1]) Drew S. 167 und 208.
[2]) Ziarat ist mohammedanisches Heiligengrab.

besteht aus anstehendem Gestein, das in Trümmern oben herumgestreut liegt. Die dritte Rippe gipfelt in der den Riegel im Anblick beherrschenden waldigen Kuppe, deren Gehänge in schönem, geradem Abfall zum Flusse niederzieht und einen scharfen Rücken flußabwärts sendet, der das Steilufer bildet.

Die Auflösung des flußseitigen Riegelabfalls in Rippen mit trennenden Schluchten ist typisch. Ich wurde an den Leopoldsberg-Kahlenberg am Eintritt der Donau in das innere Wiener Becken erinnert.

Das gegenüberliegende Gehänge gehört seiner Steilheit, seiner Form und seiner Höhe nach vollständig dem Grundgebirge an. Bisher also ergab sich, daß der Fluß sein heutiges Talbett im Grundgebirge vertieft hat.

Über die geologische Zusammensetzung des Riegels, südöstlich der Grundgebirgsentblößung sah ich beim Überschreiten desselben von Baramula zum Vorhof folgendes: Gleich beim Aufstieg längs des verfallenden alten Weges sieht man Gerölle, darüber bis zur Höhe herrschen Sande vor und ausgetrocknete sandige Lehme von gelber Farbe. Auf der Paßhöhe, deren lehmige Sande zu Rissen ausgefurcht sind, liegen große Gerölle (bis 40 cm im Durchmesser), darunter oblonge Stücke eines schiefrig brechenden Gneises von streifigem Habitus. Die Paßhöhe zeigt Spuren bedeutender Abtragung. Sie besteht aus feinen verfestigten Sanden, die zu glatten, plattigen Wölbungen abgewittert sind, so daß nach unterhalb, also zum Vorhof, ein eigentümlich buckelig-glatter Abfall der Sande herrscht. Bänke verhärteter konkretionärer Sande lassen den Neigungswinkel zu 12 bis 15° nach WSW bestimmen. Leider sind von früheren Beobachtern, denen mehr Zeit zur Verfügung stand, keine Angaben über den Schichtfall, besonders der anderen Seite, vorhanden. Im allgemeinen soll jedoch gelten, daß die Karewaschichten gegen das Talinnere, also gegen NO fallen. Unterhalb der verfestigten Sande stehen auf der rechten Seite des Risses ebenso gerichtete Gerölle von mittleren und kleineren Formaten an. Sie mögen wohl einem Konglomerat entstammen, denn lose Gerölle verharren nicht in derartig schräger Lage.

Hier also floß der Dschilęm aus der Ebene von Kaschmir, d. h. in dieser Linie floß er heraus; denn was außerhalb des heutigen Riegels, also außerhalb des in diesem Riegel erhaltenen Querschnittes des Dschilęm-Schuttkegels liegt, ist ja noch genau so Ebene, genau so »Kaschmir«, wenn es auch heute nur einen Vorhof darstellt. Die heutige Paßhöhe, von deren relativer Erhebung über die Talsohle leider keine Angabe vorliegt — mir selbst war leider kein Höhenmeßinstrument zur Hand — ist nicht notwendigerweise die letzte Bahn des Flusses gewesen. Sie ist wahrscheinlich nur ein Werk der Denudation und trägt die Spuren bedeutender Abtragung.

Was ergibt sich aus diesem Sachverhalt für die Erklärung der heutigen Durchbruchsschlucht? Der Fluß muß sein Bett durch stetige Akkumulation erhöht haben, bis er zum mindesten etwas über der Höhe des heutigen Riegels floß. Die Erhebung der Grundgebirgsrandkuppen über die heutige Riegelhöhe ist jedoch nur sehr gering, vielleicht 10 m. Um auch diese Kuppen mit seinen Ablagerungen zu verhüllen, dazu genügte dem Flusse eine Geröllablagerung von nur geringer Mächtigkeit, wie sie, zumal in diesem Klima, schnell der Zerstörung anheimfällt. Aber wir haben nicht nötig, in derartig hypothesenartigen Ausdrücken zu reden. Denn auf der Grundgebirgskuppe am Abfall der zweiten Rippe zum Dschilęm sah ich ja die Überreste dieses Flußbettes in Gestalt vereinzelter dem Grundgebirge aufgelagerten Gerölle liegen.

Die Grundgebirgskuppen am linken Ufer des Dschilęm gehören also seinem ursprünglichen rechten Ufer an. Ihre Entstehung zu untersuchen, ist nicht nötig. Wir bezeichnen sie als Felsleisten; denn auch am heutigen rechten Ufer kommen, wohl in derselben Höhe, Felsleisten vor. Die Ablagerungen des Flusses, und dieser mit ihnen, stiegen, in dem

alten Bette, bis sie die alte Felsleiste überdeckten, verhüllten. Und als der Fluß von neuem einschnitt, schnitt er rechts seines alten Bettes ein, und es entstand der Engpaß von Baramula, während, wenn er sein altes Bett wieder gefunden hätte, Baramula heute noch in der Ebene läge, wenigstens in einem breiten Tale; der Fluß hätte alsdann den Karewariegel abgetragen, der »Vorhof« stünde mit der Talebenein unmittelbarer Verbindung, für Kultur, Bebauung und Ansiedlung wären gewiß 10 qkm gewonnen. So bildet der Fluß eine kurze und zwecklose Enge, zwecklos, weil gleich unterhalb wieder eine Talweitung folgt. Aber diese kann nicht mehr im Boote erreicht werden, weil der Dschilęm bereits in der Höhe der zweiten Rippe Stromschnellen bildet.

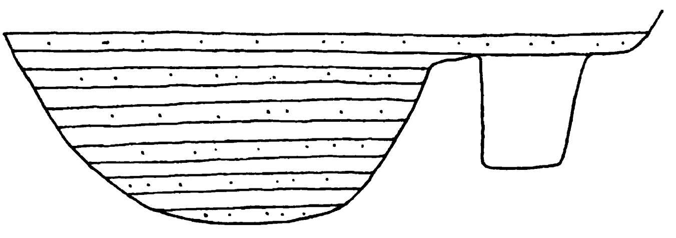


Fig. 11. Schematisches Profil durch die Talenge von Baramula zur Veranschaulichung der Entstehung des Durchbruchs.

Ein Wort ist noch nötig über die Entstehung des »Vorhofs«. Auch ihn haben wir uns ursprünglich mit Karewa-Ablagerungen, also Dschilęmgeröllen, erfüllt, zu denken, die vielleicht bis Nauschera reichten, wo das Tal enger zu werden beginnt. Daß sie ausgeräumt wurden, ist wahrscheinlich der planierenden Tätigkeit des Flusses zu danken, der hier von rechts, aus dem Grundgebirge, nach links hinüberstieß, und seine alten Ablagerungen von W her angreifend, den Riegel herausschnitt.

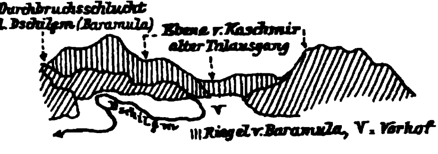


Fig. 12. Der »Vorhof« der Ebene von Kaschmir.

Über die Geschichte des Einbruchs selbst haben wir durch das Studium des Querriegels von Baramula nichts erfahren, wohl aber Gelegenheit gehabt, eine Stromverlegung kennen zu lernen von der Art der »gesunkenen« (epigenetischen) Talbildung[1]).

3. Die heutige Landoberfläche.

Das Kartenbild und der Anblick in der Natur wird beherrscht durch den Gegensatz: Flußniederung und Karewa. Dicht gedrängt treten die Flüßchen und Bäche aus dem Pir Pandschälgebirge in die Ebene und zerteilen sich wiederum in eine Unmenge von Wasseradern und -armen. So erscheint auf der Karte des Atlas of India ein etwa 15 km breiter Streif Beckengrundes geradezu zerstückelt und zerschnitten in eine Unmenge schmaler, spitz beginnender, spitz auskeilender Streifen. Diese sind die eigentlichen »Karewa«hochflächen, getrennt durch Schluchten, die 30 bis 100 m tief eingesenkt sind an deren Wänden das lehmige Gestein ansteht, das oft nur schwache Spuren von Lagerung und Schichtung zeigt. Dies die kurze, aber treffende Skizzierung, die Drew und Lydekker von der Karewaterrasse geben. Ich habe nur wenig Gelegenheit gehabt, die Karewa im Innern des Beckens zu sehen. Doch erinnerte mich die senkrechte Klüftung, die gelbliche Färbung und die Schichtungslosigkeit stets von neuem an unseren Löß.

---

[1]) Der Verfasser möchte als systematische Benennung für die drei möglichen Arten der Fluß- bzw. Talbildung, die bisher mit den von ganz verschiedenen Kriterien ausgehenden Namen: konsequent, antezedent und epigenetisch bezeichnet wurden, folgende Klassifikation vorschlagen:

syngenetisch (mit }
progenetisch (vor } der heutigen Landoberfläche entstanden),
epigenetisch (über }

oder auf deutsch: ursprünglich,
beständig,
gesunken.

hier betragen, woraus hervorzugehen scheint, daß in der Regel die mäßigen Neigungsgrade überwiegen, und Neigungen von 20° die Ausnahme bilden. Ja, ich möchte die Vermutung aussprechen, daß derartig hohe Neigungen nur in den Konglomeraten beobachtet worden sind, die, wie Lydekker bemerkt[1]), nur als Schuttkegelbildungen vor dem Ausgang der heutigen Täler, nicht aber als fortlaufender Horizont vorkommen. Daß hier am Gebirgsrand aber stärkere Akkumulation stattfand, und auf ursprünglich geneigter Fläche die Ablagerungen mit stärkerer Neigung liegen blieben, kann uns nicht wundernehmen, wenn wir im Auge behalten, daß das Becken von Kaschmir einen Einbruch darstellt, und die Karewaschichten des Gebirgsrandes in ihrer größeren Mächtigkeit einer Schuttkegelterrasse entsprechen, während im Beckeninnern gleichzeitig eine viel geringere Mächtigkeit feineren Materials abgelagert wurde, sei es am Grunde eines Sees, sei es von einem Flusse, sei es durch äolische Kräfte. Das Profil durch die Karewaterrasse, wie es sich danach ergeben würde, wäre etwa das in Fig. 7 dargestellte.

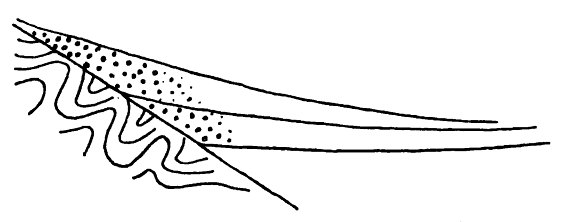


Fig. 7. Hypothetisches Profil durch die Karewaterrasse.

Auf diese Weise würde sich die größere Mächtigkeit und die größere Neigung der sog. »unteren« Karewaschichten, ihre Ausdünnung, fazielle Umwandlung und söhlige Lagerung im Beckeninnern erklären lassen.

Doch soll nicht verschwiegen werden, daß auch noch eine dritte Deutung möglich ist: Aber ein derartiges Übergreifen von »jüngeren« Karewaschichten über »ältere« ist eben noch nicht beobachtet worden. Eine endgültige Meinung kann erst gebildet werden, wenn die Konglomerate, Sande, Schotter und ähnliche Flußbildungen des Pir Pandschälrandes von den blauen Tonen getrennt sein werden, die den Grund der Karewaterrasse in dieser Region zu bilden scheinen.

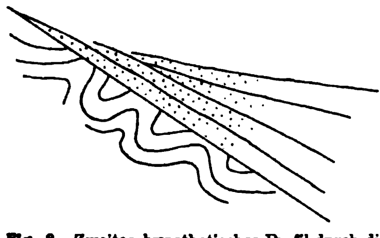


Fig. 8. Zweites hypothetisches Profil durch die Karewaterrasse.

Man könnte gegen unsere, wie gesagt vorläufige, Anschauung von der Gleichzeitigkeit der horizontalen und der geneigten Karewas einwenden, daß der anderen Längsseite der Ebene die hoch ansteigende und geneigte Karewaterrasse fehle. Sie ist allerdings zum größten Teil zerstört, weil der Fluß die Ablagerungen dieser Seite des Talbeckens ausgeräumt hat. Aber zum Beispiel an der Ausmündung des Sindtals ist am Gehänge, ohne irgend welche Verbindung mit den niedersten Terrassen, der Rest einer nagelfluhartigen Ablagerung haften geblieben. Die Neigung ist nach der Ebene zu. Diese Konglomeratbildung hat eine bedeutende Mächtigkeit, an der Talmündung selbst ist sie zerstört, nur östlich davon am Gehänge ist sie erhalten[2]). Ich sehe darin eine Schuttkegelbildung des Sindflusses aus der Zeit, als auch vor den gegenüberliegenden Talmündungen sich Schuttkegel anhäuften.

Während an den Gebirgsflanken sich diese mächtigen Schutt-Terrassen bildeten, wurde das Beckeninnere bis zu einer Höhe von etwa 100 m über der heutigen Talsohle mit den sandig-mergeligen Ablagerungen der eigentlichen Karewa zugeschüttet. Darauf sank der auf der Höhe der Karewaaufschüttung fließende Dschilęm ein, und bei dem vorwaltenden Bestreben, sein rechtes Ufer anzugreifen, räumte er die rechte, nordöstliche Hälfte der Karewa

---

[1]) Memoirs XXII, S. 76.
[2]) Auch Drew erwähnt sie S. 211 und Lydekker auf S. 76.

fast vollständig aus. Nur an geschützten Punkten blieben Überreste vorhanden, so z. B. die Karewa von Islamabād und der erwähnte Schuttkegel des Sindflusses.

Es muß fraglich bleiben, ob die niedrige Terrasse, die sich vor dem Ausgang des Sindtals über die Niederung erhebt, und die höchstens 30 m hoch ist, aus der alten Karewa herausgeschnitten ist, und ob sie nicht vielmehr einer späteren Aufschüttung entspricht.

Über das geologische Alter der Karewaablagerungen läßt sich nur sagen, daß, wie bereits erwähnt, bis jetzt nur am Pir Pandschālrand Fossilien gefunden sind, die, wie es scheint, zu heute noch lebenden Arten gehören. Die sandig-mergeligen Karewas des Beckeninnern haben noch kein Fossil geliefert. Jedenfalls muß man Lydekkers[1]) Anschauung, daß die schräg gestellten Karewaschichten entsprechend den oberen Siwalikschichten zum Pliocän zu stellen seien, als verfrüht zurückweisen und mit Oldham[2]) diese ganze Sedimentationsentwicklung ins Diluvium verlegen.

Man hat stets den Hauptnachdruck der Untersuchung auf die Lösung der Frage gelegt, welcher Art das Medium war, in dem die Karewaformation sich ablagerte. Bei der Gleichartigkeit des sandigen und lehmigen Charakters der das Beckeninnere ausfüllenden Ablagerung, die dem Reisenden zumeist allein auffiel, lag es nahe anzunehmen, daß Kaschmir das Bett eines alten Sees war; zumal einige Seen heute noch vorhanden sind, die als Überreste der alten · Seebedeckung gedeutet werden konnten. Drew, der in dem »The later geological history of Kashmir« überschriebenen 10. Kapitel seines Buches eine sehr brauchbare Zusammenfassung von seinen und Godwin-Austens Beobachtungen über die Karewaschichten gibt, gesteht zwar, daß er zur Zeit, als er Gelegenheit hatte, diese zu studieren, noch keine genügende Kenntnis von Fluß- und Talgeschichte überhaupt besaß. Doch sucht er die einstige Existenz eines großen, ganz Kaschmir erfüllenden Sees, wie sie ihm durch frühere Gewährsmänner und durch die Volksüberlieferung glaublich gemacht wird, noch weiter zu stützen, indem er ein Konglomerat am Fuße des Resthügels von Islamabād als Strandkonglomerat des alten Kaschmir-Sees deutet[3]). Der Spiegel dieses Sees, meint er, müsse mindestens so hoch gestanden haben, als die Oberfläche der Karewa am Pir Pandschālrand, also etwa 400 über der heutigen Talsohle. Aber es fehlen die Strandterrassen oder sonstigen Spuren an den Gehängen. Ferner müßte die Erosion des Dschilęm seit der Diluvialzeit einen ungeheuren Betrag erreicht haben, und der von Drew vergeblich gesuchte, den See von Kaschmir aufstauende Riegel müßte eine Höhe von 400 m gehabt haben. Godwin-Austen[4]) hatte, wie schon erwähnt, zehn Jahre vorher bereits erkannt, daß die unruhige Sedimendation am Pir Pandschālrand nicht in einem See vor sich gegangen sein konnte. Aber für die niedere Karewa und ihre terrassenartige Abstufung, wie sie bei Baramula am Ausgang des Talbeckens zutage tritt, scheint er doch Ablagerung am Boden eines schrumpfenden Sees anzunehmen, und die Ursache dieses Schrumpfens erblickt er in der allmählichen und schrittweisen Hebung der Pir Pandschālkette. Lydekker[5]) hält gleichfalls für die Erklärung des gleichmäßigen Charakters der über 60 m mächtigen, das ganze Beckeninnere erfüllenden Karewa die Annahme eines stauenden Dammes, der das Tal in einen See umgewandelt habe, für unumgänglich notwendig.

Auch wir, die wir in Kaschmir ein Bruchbecken erblicken, können die Existenz eines alten Sees ins Auge fassen, aber keinesfalls sind die heutigen Seen Überreste der ursprüng-

---

[1]) Memoirs XXII, S. 77.
[2]) Manual, 2. Aufl., S. 421.
[3]) Wenn Drews Beschreibung richtig ist, so liegt hier mitten im Talbecken eine Ablagerung vom Charakter der »unteren Karewaschichten« vor, die noch dazu ohne jeden Zusammenhang mit den hinter dem erwähnten Resthügel aufragenden und ein wirkliches Plateau bildenden »oberen Karewaschichten« wäre. Leider hat Lydekker, wie es scheint, diese Stelle nicht besucht, obwohl sie auch früheren Reisenden bekannt war, so z. B. Vigne (Travels in Kashmir, Ladāk, Iskardo usw. I, 1842, S. 357).
[4]) Quart. Journ. Geol. Soc. XX, S. 383. Brit. Assoc. Rept. 1880.
[5]) Memoirs XXII, S. 78.

lichen Erfüllung der tektonischen Hohlform mit stehendem Wasser. Ein See bestand so lange, bis die Wasser einen Ausweg fanden, bis durch Überfluß die Durchbruchsstrecke Baramula—Muzafarabād entstand.

2. Der epigenetische Taldurchbruch bei Baramula.

Der Einbruch des Kaschmirbeckens erst hat den Dschilęm geschaffen. Eine bloß beschreibende Darstellung würde sich nun damit begnügen, zu erwähnen, daß der Dschilęm bei Muzafarabād mit scharfem Knie in die Nord-Südrichtung einlenkt. Wir aber erheben die Frage, ob dies nicht eine falsche Ausdrucksweise ist, ob der Dschilęm nicht lediglich ein Nebenfluß der Kischaganga ist. Mit anderen Worten, wir erheben die Frage, welches ist der Hauptfluß, welches der Nebenfluß.

Die Frage, was Hauptfluß ist, was Nebenfluß, wird meist nur aus Rücksichten der Namengebung, also zu kartographischen Zwecken, gestellt oder aus Gründen der geographischen Statistik. Ihre wahre Bedeutung aber erhält sie erst, wenn sie Hand in Hand geht mit der Untersuchung, welcher von den die Fragestellung anregenden Flüssen der ältere ist, der die Existenz oder wenigstens die Richtung des anderen erst bestimmt hat. Dieser ist alsdann der Hauptfluß, wenn er an Wassermenge, also an Lauflänge, dem anderen annähernd gleich oder überlegen ist.

In wenig Fällen möchte die Frage so leicht zu entscheiden sein, wie im Falle Kischaganga-Dschilęm. Die Lauflänge der beiden bei Muzafarabād zusammenfließenden Ströme ist etwa die gleiche, der Dschilęm lenkt aber so entschieden in die Kischagangarichtung ein, daß die Kischaganga von vornherein als der ältere, der formbestimmende, der Hauptfluß angesehen werden müßte, auch wenn nicht, wie von uns geschieht, für den Abfluß des Kaschmir-Beckens ein geringeres Alter gefordert wird. Den tiefen Einschnitt des oberen Dschilęmtals zwischen Baramula und Muzafarabād haben wir uns unserer Theorie nach derart entstanden zu denken, daß auch in der streichenden Fortsetzung des Senkungsfeldes von Kaschmir grabenförmige Erniedrigungen des Gebirges stattfanden, und daß hier den Wassern des Kaschmir-Sees Gelegenheit gegeben war, die Wasserscheide gegen das Tal eines bei Muzafarabād mündenden Kischaganga-Nebenflusses zu überfließen. Auf diese Weise entstand der Dschilęm, der vermöge seiner Eigenschaft als Fluß der wichtigsten Landschaft des Gebirges und vermöge seines großen Wasserreichtums als Abfluß des großen Wasserreservoirs von Kaschmir bei uns als der namengebende Hauptfluß gilt[1]).

Es muß also das Kaschmirbecken einmal bis zum Überfließen mit Sediment und stehendem Wasser ausgefüllt gewesen sein, und tatsächlich finden wir die Spuren äußerst kräftiger Sedimentation in den Karewas erhalten. Ferner muß das Dschilęmtal die Spuren sehr schnellen Tiefereinschneidens an sich tragen, wie es im Gefolge eines Überflußdurchbruches und entsprechend der Ausbildung eines Durchbruchstales in, geologisch gesprochen, so kurzer Zeit stattgefunden haben muß. In der Tat fließt der Dschilęm auf etwa 20 km zwischen Uri und Tschakōti in einer gewaltigen Schlucht.

Einzelheiten eines Überflußdurchbruchs werden sich mit seltenen Ausnahmen niemals feststellen lassen. Alle derartigen Erklärungen bleiben Hypothese. Und so kann uns auch das Studium des Taleingangs bei Baramula noch nicht, wie Lydekker erhoffte, den Schlüssel zur Erklärung der Talgeschichte von Kaschmir geben. Wohl aber muß sie uns einige Kunde über die Veränderungen bringen, die die Ausflußader von Kaschmir erlitten hat, weswegen ich die Beobachtungen mitzuteilen wage, die ich während eines kurzen

[1]) Wenn es wahr ist, daß auch die ungelehrten Kaschmiri ihren Fluß Behat nennen, was das alte Vitasta (griechisch: Hydaspes) ist, so würde auch im Volksbewußtsein der Dschilęm und nicht die Kischaganga der Hauptfluß sein.

Baramula. Das untere Ende der Talebene von Kaschmir.

von Kaschmir, und ebenso ist es nicht gut anders denkbar, als daß die Abgeschlossenheit der Lage auch die Mythen bildende Phantasie der Bewohner dieses weltfernen Erdenwinkels befruchtet haben sollte.

Kaschmir besitzt zum Unterschied von anderen indischen Ländern eine wirkliche historische Überlieferung. Eine Reihe von vier Chronikbüchern entrollt vor unserem geistigen Auge die Geschichte Kaschmirs, wie sie sich in der Erinnerung und Vorstellung der Bewohner ausgestaltet hat, und zwar von der Zeit der sagenhaften alten Hindu-Könige an bis zur Eroberung Kaschmirs durch den Großmogul Akbar im Jahre 1586 unserer Zeitrechnung. Diese Chronikbücher bilden die berühmte, in Sanskrit verfaßte Rädscha taranginī, den »fortlaufenden Strom der Geschichte der Könige«.

Die Sage läßt Kaschmir im Beginn von einem See, Satīsara genannt, erfüllt sein. Rädscha taranginī[1]) 1. Buch, Sloka 27 erwähnt, daß der Heilige Kasyapa, nachdem er einen im See wohnenden Dämon getötet, das Land Kaschmir am Grunde des Sees gebildet habe. Es ist bei dieser Überlieferung wohl an die Trockenlegung des Seebodens gedacht.

Im fünften Buch, bei der Schilderung der Regierung des Königs Avantivarma (855 bis 883 n. Chr.), wird die wirkliche Trockenlegung des zum größten Teil versumpften Bodens erzählt. Das Land war trotz der unter Lalitāpida ausgeführten Wasserschutzbauten schweren Ueberschwemmungen ausgesetzt, die Hungersnöte im Gefolge hatten. Die Erzählung ist allerdings etwas wirr. Der Weise Suyya, dem der König seine Schätze zur Verfügung gestellt hatte, warf in der Landschaft oder bei dem Orte Yukschadara große Mengen von Dinaren in den Fluß, der hier vom Felsen eingeengt und durch Geröllmassen aufgestaut war. Diese kurze Charakterisierung erinnert an die Verhältnisse bei Baramula. Die unter der Hungersnot leidenden Bauern in den Ortschaften oberhalb dieses Engpasses räumten auf der Suche nach dem Gold die Gerölle aus, so daß der Fluß sein Gefälle stromabwärts wieder erhielt.

Dann ließ Suyya den Fluß durch einen Steindamm aus seiner Richtung ableiten, wahrscheinlich wird das bedeuten, daß er ihn durch einen Kanal in einen der benachbarten Sumpfbezirke oder Seen leitete. Sieben Tage wurde der Dschilęm auf diese Weise aufgehalten, und die Frist dazu benutzt, den Unterlauf, der durch Geröllmassen verbarrikadiert war, auszuräumen. • Dann öffnete er den Steindamm (die Übersetzung ist hier sehr undeutlich!), d. h. er lenkte den Fluß wieder in sein ursprüngliches Bett, und der Fluß, durch das in seinem Wege zum Meere so lange Zurückgehaltensein wie ungeduldig, begann mit reißender Schnelle gegen den Ozean zu fließen.

Nun erst erhielt der Fluß sein eines gerades Bett; wo sonst noch Seen zurückgeblieben waren, wurden sie mit dem Fluß durch Kanäle verbunden. Auf eine Länge von sieben Yodschana, was Troyer mit 21 lieues wiedergibt, wurde der Dschilęm durch Steindämme eingedeicht, und dann wurde der Wullar-See in das Entwässerungsnetz einbezogen. Der Dschilęm, dessen Lauf jetzt festlag, mußte die Überschwemmungsfluten dieses Sees unschädlich machen. Vielleicht ließ erst Suyya den Dschilęm in den Wullar-See leiten. Die betreffende Stelle lautet:

1. Buch 103: Nachdem er Steindämme gebaut hatte, um den Witasta auf eine Strecke von sieben Yodschana in sein Bett zu fassen, gab er dem Wasser des Mahâpadma-Sees freien Abfluß.

104: Aus dem Becken des Mahâpadma-Sees, mit dem er heute vereinigt ist, bricht der Witasta mit reißender Schnelle hervor, wie ein Pfeil von der Bogensehne.

---

[1]) Râdjatarangini. Histoire des rois du Kachmir. Traduite et commentée par M. A. Troyer. Paris 1850—52.



Baramula. Das untere Ende der Talebene von Kaschmir.

Lagerung der sie zusammensetzenden Schichten einigermaßen unterrichtet [1]). Die Karewa besteht im Innern des Beckens aus Sand und Lehm, ersterer ist stellenweise zu Sandstein verhärtet. Am Nordostrand und in der aus der Flußniederung sich erhebenden Diluvialscholle von Payech ist die Lagerung vollständig horizontal. In der breiten Karewaterrasse des Südwestens ist zu bemerken, daß die Lagerung, die im Innern der Ebene, also am Abbruch gegen die Flußniederung, ebenfalls noch horizontal ist, gegen das Gebirge zu, je näher je mehr, eine geneigte wird, so daß die Karewaterrasse gegen die Pir Pandschälkette zu ansteigt. Mit dem Auftreten der Neigung in den Karewaschichten ändert sich auch ihr Charakter einigermaßen, indem von nun an blaue Tone und Konglomeratablagerungen die Hauptrolle spielen.

Godwin-Austen nannte diese Abteilung nach dem Orte, wo er ihr Vorkommen studierte, Hirpürschichten [2]). Lydekker wies diesen Namen zurück, trat aber dadurch, daß er sie »untere Karewaschichten« nannte, gleichfalls der Ansicht bei, daß die schräg gestellten Karewaschichten des Pir Pandschälrandes zeitlich verschieden seien von den horizontal gebliebenen Ablagerungen des Beckeninnern, die er »obere Karewaschichten« nennt.

Über die sog. »unteren Karewaschichten« wissen wir recht wenig. Lydekker hat keine Beobachtungen über sie angestellt, er führt nur Godwin-Austens kurze Bemerkungen an, die uns nur in zusammenfassenden Aufstellungen, aber nicht in veröffentlichten Aufnahmeberichten oder Profilzeichnungen vorliegen. Nach Godwin-Austen nun beträgt die Mächtigkeit der unteren Karewaschichten, die er quer zum Schichtfall maß, stellenweise mindestens 425 m. Über 200 m Mächtigkeit gibt er allein dem Komplex von Schichten, in dem er Land- und Süßwassermollusken, Pfanzen und Fischskelette fand [3]). Was die Entstehungsweise dieser Ablagerungen anlangt, so nimmt er oftmaligen Wechsel des Ablagerungsmediums an, es wechselte Seebedeckung mit Landoberfläche, letztere nachweisbar aus der Anwesenheit von Kohlen- und Lignitflözen, die bis 5 cm mächtig sind und sich in einem Falle über 3 km in der Horizontalen ausdehnen.

Die Höhe, bis zu der diese »unteren Karawaschichten« sich am Rande der Pir Pandschälkette erheben, beträgt etwa 1950 m, d. h. sie ragen etwa 300 m über die Flußebene auf, und mehr als 200 m über die Terrasse der »oberen Karewaschichten«. Ob sie sich aber am Grunde der oberen Karewaschichten über das ganze Talbecken hin ausdehnen, wird von Lydekker [4]) bezweifelt.

Die Mächtigkeit der »oberen Karewaschichten« wird zu 60 bis 100 m angegeben, d. h. bis zu dieser Höhe ragen die Karewas über die Talsohlen des Dschilęm und seiner Nebenflüsse auf. Die wahre Mächtigkeit ist nie festgestellt worden. Auch über ihre Zusammensetzung ist wenig bekannt. Drew, der sie in den verschiedensten Teilen des Kaschmir-Talbeckens sah, bemerkt allerdings, daß sie aus wagerechten oder nahezu wagerechten Lagen (beds) bestehen. Aber was ich sah, das waren schichtungslose Terrassenwände, die mich an unseren Löß erinnerten, und auch Lydekker [5]) bemerkt, daß die Spuren von Schichtung sehr schwach seien.

---

[1]) Godwin-Austen, Quart. Journ. Geol. Soc., Bd XV, S. 221. Quart. Journ. Geol. Soc., Bd XX, S. 383. Report of the 15. meeting of the British Association, 1880, S. 589. — Drew, The Jummoo and Kashmir Territories, S. 167—70, 209 f. — Lydekker, Memoirs XXII, S. 72—80.

[2]) British Association Report 1880, S. 383.

[3]) Diese Fossilien scheinen lebende Formen zu sein oder solchen nahe zu stehen. Quart. Journ. Geol. Soc. XX läßt das nicht erkennen. Aber Medlicott in Manual, 1. Aufl., S. 673 und, Lydekker, S. 75, sprechen von rezenten Formen; ebenso Oldham im Manual, 2. Aufl., S. 421, wobei erwähnt wird, daß die Fischskelette und Pflanzen noch nicht bestimmt seien.

[4]) Lydekker, Memoirs XXII, S. 77.

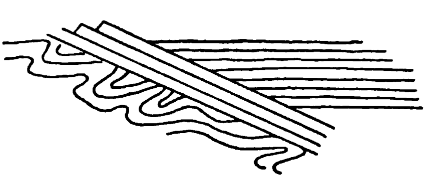
[5]) Ebenda S. 73.

Das einzige Profil vom Rande einer ebenflächigen Karewa der Talmitte gibt Drew[1]) an, und zwar zeigte dieses, von oben nach unten:

6 m ziemlich grober graublauer oder brauner Sand mit einigen kleinen Geröllen,
1 m feiner weicher brauner Sand,
5 m harter, sehr feinkörniger Sand,
1,5 m blauer sandiger Lehm,
1,5 m feiner weicher Sand,
0,6 m grober Sand (wie oben).

Nur 15 m waren entblößt, doch bemerkt Drew, daß die ganze 75 m betragende Mächtigkeit dieser Karewa einer Wechsellagerung von Schichten dieses Charakters entspräche. Das in Rede stehende Profil ist ohne Zweifel fluviatiler Bildung; daß wir hier ein altes Dschilęmbett haben, geht schon aus der Lage dieser Karewa hervor, es ist die erwähnte, den Resthügel von Islamabād mit dem Hauptgehänge verbindende Terrasse. Aber was ich sonst von Karewaprofilen sah oder in der Literatur finde, das zeigt nicht entfernt diese Mannigfaltigkeit der lithologischen Zusammensetzung, so daß ich mir an Ort und Stelle die Anschauung bildete, daß wir es in den oberen Karewaschichten mit einer lößartigen Bildung zu tun haben, also entweder mit fluviatiler Schlammtrübe oder mit äolischen Ablagerungen im Steppengebiet, vielleicht in gletscherfreiem Gebiet aus der Eiszeit.

Welches ist nun das Lagerungsverhältnis zwischen den geneigten Karewaschichten des Pir Pandschālrandes und den flach liegenden des Beckeninnern? In den ersteren kommen nach Godwin-Austen Schichtneigungen bis zu 20° und mehr vor[2]), sie liegen »tiefer«, sind also schräggestellt durch geotektonische Störung, nach Lydekker[3]). Der tektonische Vorgang, der diese Schrägstellung bewirkte, ist nach Godwin-Austen[4]) die jugendliche Hebung der Pir Pandschālkette, die also stattgefunden haben müßte, als bereits die heutige Fauna lebte. Dieser Erklärung schloß sich Medlicott[5]) an, und auch Oldhams[6]) Erklärung der Entstehung des Kaschmir-Talbeckens läßt eine derartige Deutung der Schichtenneigung in den »unteren Karewaschichten« zu. Lydekker aber weicht einem offenen Bekenntnis aus und scheint sich überhaupt einigermaßen zu widersprechen; denn einmal hält er, darin Godwin-Austen folgend, an dem Unterschied zwischen den unteren, schräggestellten, konglomeratischen oder tonigen, und den oberen, horizontalen, sandiglehmigen Karewaschichten fest. Anderseits aber bemerkt er, daß in dem von ihm untersuchten Profil von Gulmarg nach Srinagar, also quer durch die ganze Karewaformation, nicht die mindeste Spur einer Unkonformität zwischen den unteren und den oberen Karewaschichten auftrete[7]), daß vielmehr lediglich, je weiter man sich vom Gebirgsrand entferne, die Schichtneigung sich immer mehr verflache. Die Sache ist also noch nicht spruchreif, nur scheint es verfrüht zu sein, mit Godwin-Austen eine derartige Diskordanz anzunehmen, wie sie in Fig. 6 dargestellt ist.


Fig. 6. Die Struktur der Karewaterrasse nach Godwin-Austen.

Die höheren Neigungsgrade an der Hochgebirgsflanke können zum großen Teile Erscheinungen des ursprünglichen Absatzes sein. 5° bis zu 20° aufwärts soll die Neigung

[1]) Drew, a. a. O. S. 209, zitiert bei Lydekker, Memoirs XXII, S. 74.
[2]) Godwin-Austen, Quart. Journ. Geol. Soc. XX, 1864, S. 383.
[3]) Memoirs XXII, 75.
[4]) Quart. Journ. Geol. Soc. XX, 1864, S. 384.
[5]) Manual, 1. Aufl., S. 673.
[6]) R. D. Oldham, Some notes of the Geology of the N. W. Himalayas. Records XXI, 1888, S. 157 f. und Manual, 2. Aufl., S. 421.
[7]) Memoirs XXII, S. 75.

Lagerung der sie zusammensetzenden Schichten einigermaßen unterrichtet [1]).
besteht im Innern des Beckens aus Sand und Lehm, ersterer ist stellenweis
verhärtet. Am Nordostrand und in der aus der Flußniederung sich erheb
scholle von Payech ist die Lagerung vollständig horizontal. In der breiten
des Südwestens ist zu bemerken, daß die Lagerung, die im Innern der F
Abbruch gegen die Flußniederung, ebenfalls noch horizontal ist, gegen das
näher je mehr, eine geneigte wird, so daß die Karewaterrasse gegen di
kette zu ansteigt. Mit dem Auftreten der Neigung in den Karewaschic
auch ihr Charakter einigermaßen, indem von nun an blaue Tone und K
rungen die Hauptrolle spielen.

Godwin-Austen nannte diese Abteilung nach dem Orte, wo er
studierte, Hirpürschichten [2]). Lydekker wies diesen Namen zurück,
daß er sie »untere Karewaschichten« nannte, gleichfalls der Ansi
schräg gestellten Karewaschichten des Pir Pandschälrandes zeitlich
von den horizontal gebliebenen Ablagerungen des Beckeninnern, die
schichten« nennt.

Über die sog. »unteren Karewaschichten« wissen wir recht weni
keine Beobachtungen über sie angestellt, er führt nur Godwin-A
merkungen an, die uns nur in zusammenfassenden Aufstellungen,
öffentlichten Aufnahmeberichten oder Profilzeichnungen vorliegen. Na
nun beträgt die Mächtigkeit der unteren Karewaschichten, die er
maß, stellenweise mindestens 425 m. Über 200 m Mächtigkeit gibt
plex von Schichten, in dem er Land- und Süßwassermollusken, Pfa
fand [3]). Was die Entstehungsweise dieser Ablagerungen anlangt, s
Wechsel des Ablagerungsmediums an, es wechselte Seebedeckung mit
nachweisbar aus der Anwesenheit von Kohlen- und Lignitflözen,
sind und sich in einem Falle über 3 km in der Horizontalen ausd

Die Höhe, bis zu der diese »unteren Karawaschichten« sich am
kette erheben, beträgt etwa 1950 m, d. h. sie ragen etwa 300 m
und mehr als 200 m über die Terrasse der »oberen Karewaschic
am Grunde der oberen Karewaschichten über das ganze Talbec
von Lydekker [4]) bezweifelt.

Die Mächtigkeit der »oberen Karewaschichten« wird zu 60
bis zu dieser Höhe ragen die Karewas über die Talsohlen des D
flüsse auf. Die wahre Mächtigkeit ist nie festgestellt worden.
setzung ist wenig bekannt. Drew, der sie in den verschiede
Talbeckens sah, bemerkt allerdings, daß sie aus wagerechten
Lagen (beds) bestehen. Aber was ich sah, das waren schicht
mich an unseren Löß erinnerten, und auch Lydekker [5]) b
Schichtung sehr schwach seien.

---

[1]) Godwin-Austen, Quart. Journ. Geol. Soc., Bd XV, S. 221.
S. 383. Report of the 15. meeting of the British Association, 1880, S.
Kashmir Territories, S. 167—70, 209f. — Lydekker, Memoirs XXII

[2]) British Association Report 1880, S. 383.

[3]) Diese Fossilien scheinen lebende Formen zu sein oder solchen
Soc. XX läßt das nicht erkennen. Aber Medlicott in Manual, 1. Au
sprechen von rezenten Formen; ebenso Oldham im Manual, 2. Auf
die Fischskelette und Pflanzen noch nicht bestimmt seien.

[4]) Lydekker, Memoirs XXII, S. 77.

[5]) Ebenda S. 73.

z. B.

ng des
Karewa
richt.
wie be-
s scheint,
keninnern
g, daß die
um Pliocän
imentations-

Frage gelegt,
r Gleichartig-
n Ablagerung,
hmir das Bett
s Überreste der
later geological
bare Zusammen-
hichten gibt, ge-
keine genügende
tige Existenz eines
smänner und durch
ndem er ein Konglo-
alten Kaschmir-Sees
gestanden haben, als
der heutigen Talsohle.
ängen. Ferner müßte
g erreicht haben, und
nde Riegel müßte eine
on erwähnt, zehn Jahre
Pandschälrand nicht in
arewa und ihre terrassen-
kens zutage tritt, scheint
nehmen, und die Ursache
isen Hebung der Pir Pand-
leichmäßigen Charakters der
a die Annahme eines stauen-
für unumgänglich notwendig.
n, können die Existenz eines
Seen Überreste der ursprüng-

n im Talbecken eine Ablagerung vom
jeden Zusammenhang mit den hinter
ldenden »oberen Karewaschichten« wäre.
wohl sie auch früheren Reisenden bekannt
1842, S. 357).
1880.

lichen Erfüllung der tektonischen Hohlform mit stehendem Wasser. Ein See bestand so lange, bis die Wasser einen Ausweg fanden, bis durch Überfluß die Durchbruchsstrecke Baramula—Muzafarabād entstand.

2. Der epigenetische Taldurchbruch bei Baramula.

Der Einbruch des Kaschmirbeckens erst hat den Dschilȩm geschaffen. Eine bloß beschreibende Darstellung würde sich nun damit begnügen, zu erwähnen, daß der Dschilȩm bei Muzafarabād mit scharfem Knie in die Nord-Südrichtung einlenkt. Wir aber erheben die Frage, ob dies nicht eine falsche Ausdrucksweise ist, ob der Dschilȩm nicht lediglich ein Nebenfluß der Kischaganga ist. Mit anderen Worten, wir erheben die Frage, welches ist der Hauptfluß, welches der Nebenfluß.

Die Frage, was Hauptfluß ist, was Nebenfluß, wird meist nur aus Rücksichten der Namengebung, also zu kartographischen Zwecken, gestellt oder aus Gründen der geographischen Statistik. Ihre wahre Bedeutung aber erhält sie erst, wenn sie Hand in Hand geht mit der Untersuchung, welcher von den die Fragestellung anregenden Flüssen der ältere ist, der die Existenz oder wenigstens die Richtung des anderen erst bestimmt hat. Dieser ist alsdann der Hauptfluß, wenn er an Wassermenge, also an Lauflänge, dem anderen annähernd gleich oder überlegen ist.

In wenig Fällen möchte die Frage so leicht zu entscheiden sein, wie im Falle Kischaganga-Dschilȩm. Die Lauflänge der beiden bei Muzafarabād zusammenfließenden Ströme ist etwa die gleiche, der Dschilȩm lenkt aber so entschieden in die Kischagangarichtung ein, daß die Kischaganga von vornherein als der ältere, der formbestimmende, der Hauptfluß angesehen werden müßte, auch wenn nicht, wie von uns geschieht, für den Abfluß des Kaschmir-Beckens ein geringeres Alter gefordert wird. Den tiefen Einschnitt des oberen Dschilȩmtals zwischen Baramula und Muzafarabād haben wir uns unserer Theorie nach derart entstanden zu denken, daß auch in der streichenden Fortsetzung des Senkungsfeldes von Kaschmir grabenförmige Erniedrigungen des Gebirges stattfanden, und daß hier den Wassern des Kaschmir-Sees Gelegenheit gegeben war, die Wasserscheide gegen das Tal eines bei Muzafarabād mündenden Kischaganga-Nebenflusses zu überfließen. Auf diese Weise entstand der Dschilȩm, der vermöge seiner Eigenschaft als Fluß der wichtigsten Landschaft des Gebirges und vermöge seines großen Wasserreichtums als Abfluß des großen Wasserreservoirs von Kaschmir bei uns als der namengebende Hauptfluß gilt [1]).

Es muß also das Kaschmirbecken einmal bis zum Überfließen mit Sediment und stehendem Wasser ausgefüllt gewesen sein, und tatsächlich finden wir die Spuren äußerst kräftiger Sedimentation in den Karewas erhalten. Ferner muß das Dschilȩmtal die Spuren sehr schnellen Tiefereinschneidens an sich tragen, wie es im Gefolge eines Überflußdurchbruches und entsprechend der Ausbildung eines Durchbruchstales in, geologisch gesprochen, so kurzer Zeit stattgefunden haben muß. In der Tat fließt der Dschilȩm auf etwa 20 km zwischen Uri und Tschakōti in einer gewaltigen Schlucht.

Einzelheiten eines Überflußdurchbruchs werden sich mit seltenen Ausnahmen niemals feststellen lassen. Alle derartigen Erklärungen bleiben Hypothese. Und so kann uns auch das Studium des Taleingangs bei Baramula noch nicht, wie Lydekker erhoffte, den Schlüssel zur Erklärung der Talgeschichte von Kaschmir geben. Wohl aber muß sie uns einige Kunde über die Veränderungen bringen, die die Ausflußader von Kaschmir erlitten hat, weswegen ich die Beobachtungen mitzuteilen wage, die ich während eines kurzen

[1]) Wenn es wahr ist, daß auch die ungelehrten Kaschmiri ihren Fluß Behat nennen, was das alte Vitasta (griechisch: Hydaspes) ist, so würde auch im Volksbewußtsein der Dschilȩm und nicht die Kischaganga der Hauptfluß sein.

Baramula. Das untere Ende der Talebene von Kaschmir.

Ausflugs an dem das Talbecken von Kaschmir abschließenden Querriegel zu machen imstande war.

Der Dschilęm tritt bei Baramula aus der Talebene in das Gebirge ein. Die Gebirgsstrecke, sein Mittellauf, ist ein Durchgangstal. Die Kaschmirebene liegt 17—1600 m hoch. Die Pir Pandschälkette und ihre Fortsetzung, der Kadschnag, ragen zu etwa 4000 m auf. Jedes Durchgangstal birgt an sich bereits ein Problem, aber das Durchgangstal des Dschilęm bietet an seinem Beginn noch ein besonderes Problem.

Fährt man den Dschilęm herunter gegen Baramula, befindet man sich also in der Flußniederung, so sieht man, wie die große Karewaterrasse von SO her quer gegen den Fluß streicht und bei dem Beginn des Durchbruchs zum Fluß abfällt. Die Höhe mag 100 m betragen. Unmittelbar über dem Fluß kulminiert sie in einer waldigen, wenig erhöhten Kuppe. Erst in einem gewissen Abstande dahinter ragt das Waldgebirge auf, zunächst die »Kulisse« der rechten Talseite, dahinter das Hochgebirge der linken, Pir Pandschäl. So bildet also die Karewaterrasse jedenfalls die eine Seite, die linksseitige Begrenzung des Engpasses von Baramula. Dahinter, also unterhalb der Karewaterrasse, ist eine im Verhältnis zur Größe der Kaschmirebene unbedeutende Talweitung. Wir nennen sie den »Vorhof«, nämlich der Kaschmirebene. Die Karewaterrasse bildet also einen Riegel, und der Fluß fließt seitlich, auf ihrer rechten Seite in das Grundgebirge hinein.

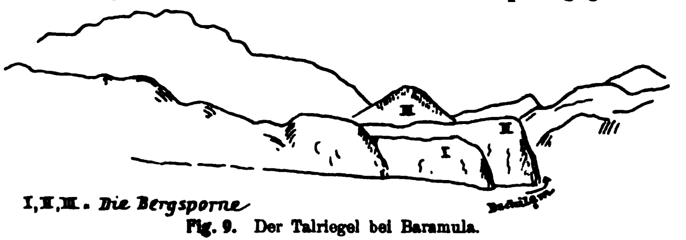


Fig. 9. Der Talriegel bei Baramula.

Der Tatbestand, der eine Erklärung heischt, ist demnach der folgende: Der Austritt des Flusses findet nicht statt in der Linie der alten Flußablagerungen, in denen der Fluß seine alten Aufschüttungen ausräumend mühelos bis auf das Niveau der Talsohle von Kaschmir hätte einschneiden können, sondern daneben, im Grundgebirge. Ferner: der Fluß hat eine Engschlucht eingesägt, statt in leicht zerstörbarem Material einen breiten Austritt aus der Kaschmirebene in den »Vorhof« sich zu schaffen. Drittens: wenn der Riegel aus Talablagerungen, oder aus den Ablagerungen besteht, die den Grund und Boden der Ebene selbst zusammensetzen, dann ist das Land vor wie hinter dem Riegel morphologisch gleichwertig, und ist der Riegel nur ein Stück alten Talgrundes, senkrecht zu seiner Bildungsrichtung stehen geblieben.



Fig. 10. Schematische Planskizze des Talriegels von Baramula.

Der Riegel, den ich in seiner ganzen Länge — morphologisch gesprochen: Breite — nicht begangen habe (was auch unnötig erscheint, da er in seiner südöstlichen Fortsetzung ja nichts anderes ist als die Karewaterrasse), besteht in seiner Hauptmasse aus Sand und Konglomerat; und zwar vom heutigen Talgrund auf, wenn nicht noch tiefer, was das wahrscheinliche ist. Nur am Abfall zum Fluß besteht er aus anstehendem Gestein, hier paläozoischen Schiefern der sog. Pandschälformation. Dieser, wenig erhöhte Abfall ist in drei Bergsporne oder Rippen ausgezogen. Die oberste Rippe ist ein einfacher Rücken ohne ausgeprägte Kuppenform. Nur am Abfall zum Flusse scheint das Gestein anzustehen. Die zweite Rippe hat eine kuppige Oberkante. Die östlichste Kuppe, am Abfall zum Dschilęm,

Lagerung der sie zusammensetzenden Schichten einigermaßen unterrichtet[1]). Die Karewa besteht im Innern des Beckens aus Sand und Lehm, ersterer ist stellenweise zu Sandstein verhärtet. Am Nordostrand und in der aus der Flußniederung sich erhebenden Diluvialscholle von Payech ist die Lagerung vollständig horizontal. In der breiten Karewaterrasse des Südwestens ist zu bemerken, daß die Lagerung, die im Innern der Ebene, also am Abbruch gegen die Flußniederung, ebenfalls noch horizontal ist, gegen das Gebirge zu, je näher je mehr, eine geneigte wird, so daß die Karewaterrasse gegen die Pir Pandschälkette zu ansteigt. Mit dem Auftreten der Neigung in den Karewaschichten ändert sich auch ihr Charakter einigermaßen, indem von nun an blaue Tone und Konglomeratablagerungen die Hauptrolle spielen.

Godwin-Austen nannte diese Abteilung nach dem Orte, wo er ihr Vorkommen studierte, Hirpürschichten[2]). Lydekker wies diesen Namen zurück, trat aber dadurch, daß er sie »untere Karewaschichten« nannte, gleichfalls der Ansicht bei, daß die schräg gestellten Karewaschichten des Pir Pandschälrandes zeitlich verschieden seien von den horizontal gebliebenen Ablagerungen des Beckeninnern, die er »obere Karewaschichten« nennt.

Über die sog. »unteren Karewaschichten« wissen wir recht wenig. Lydekker hat keine Beobachtungen über sie angestellt, er führt nur Godwin-Austens kurze Bemerkungen an, die uns nur in zusammenfassenden Aufstellungen, aber nicht in veröffentlichten Aufnahmeberichten oder Profilzeichnungen vorliegen. Nach Godwin-Austen nun beträgt die Mächtigkeit der unteren Karewaschichten, die er quer zum Schichtfall maß, stellenweise mindestens 425 m. Über 200 m Mächtigkeit gibt er allein dem Komplex von Schichten, in dem er Land- und Süßwassermollusken, Pfanzen und Fischskelette fand[3]). Was die Entstehungsweise dieser Ablagerungen anlangt, so nimmt er oftmaligen Wechsel des Ablagerungsmediums an, es wechselte Seebedeckung mit Landoberfläche, letztere nachweisbar aus der Anwesenheit von Kohlen- und Lignitflözen, die bis 5 cm mächtig sind und sich in einem Falle über 3 km in der Horizontalen ausdehnen.

Die Höhe, bis zu der diese »unteren Karawaschichten« sich am Rande der Pir Pandschälkette erheben, beträgt etwa 1950 m, d. h. sie ragen etwa 300 m über die Flußebene auf, und mehr als 200 m über die Terrasse der »oberen Karewaschichten«. Ob sie sich aber am Grunde der oberen Karewaschichten über das ganze Talbecken hin ausdehnen, wird von Lydekker[4]) bezweifelt.

Die Mächtigkeit der »oberen Karewaschichten« wird zu 60 bis 100 m angegeben, d. h. bis zu dieser Höhe ragen die Karewas über die Talsohlen des Dschilęm und seiner Nebenflüsse auf. Die wahre Mächtigkeit ist nie festgestellt worden. Auch über ihre Zusammensetzung ist wenig bekannt. Drew, der sie in den verschiedensten Teilen des Kaschmir-Talbeckens sah, bemerkt allerdings, daß sie aus wagerechten oder nahezu wagerechten Lagen (beds) bestehen. Aber was ich sah, das waren schichtungslose Terrassenwände, die mich an unseren Löß erinnerten, und auch Lydekker[5]) bemerkt, daß die Spuren von Schichtung sehr schwach seien.

---

[1]) Godwin-Austen, Quart. Journ. Geol. Soc., Bd XV, S. 221. Quart. Journ. Geol. Soc., Bd XX, S. 383. Report of the 15. meeting of the British Association, 1880, S. 589. — Drew, The Jummoo and Kashmir Territories, S. 167—70, 209f. — Lydekker, Memoirs XXII, S. 72—80.

[2]) British Association Report 1880, S. 383.

[3]) Diese Fossilien scheinen lebende Formen zu sein oder solchen nahe zu stehen. Quart. Journ. Geol. Soc. XX läßt das nicht erkennen. Aber Medlicott in Manual, 1. Aufl., S. 673 und, Lydekker, S. 75, sprechen von rezenten Formen; ebenso Oldham im Manual, 2. Aufl., S. 421, wobei erwähnt wird, daß die Fischskelette und Pflanzen noch nicht bestimmt seien.

[4]) Lydekker, Memoirs XXII, S. 77.

[5]) Ebenda S. 73.

Das einzige Profil vom Rande einer ebenflächigen Karewa der Talmitte gibt Drew[1]) an, und zwar zeigte dieses, von oben nach unten:

6 m ziemlich grober graublauer oder brauner Sand mit einigen kleinen Geröllen,
1 m feiner weicher brauner Sand,
5 m harter, sehr feinkörniger Sand,
1,5 m blauer sandiger Lehm,
1,5 m feiner weicher Sand,
0,6 m grober Sand (wie oben).

Nur 15 m waren entblößt, doch bemerkt Drew, daß die ganze 75 m betragende Mächtigkeit dieser Karewa einer Wechsellagerung von Schichten dieses Charakters entspräche. Das in Rede stehende Profil ist ohne Zweifel fluviatiler Bildung; daß wir hier ein altes Dschilęmbett haben, geht schon aus der Lage dieser Karewa hervor, es ist die erwähnte, den Resthügel von Islamabād mit dem Hauptgehänge verbindende Terrasse. Aber was ich sonst von Karewaprofilen sah oder in der Literatur finde, das zeigt nicht entfernt diese Mannigfaltigkeit der lithologischen Zusammensetzung, so daß ich mir an Ort und Stelle die Anschauung bildete, daß wir es in den oberen Karewaschichten mit einer lößartigen Bildung zu tun haben, also entweder mit fluviatiler Schlammtrübe oder mit äolischen Ablagerungen im Steppengebiet, vielleicht in gletscherfreiem Gebiet aus der Eiszeit.

Welches ist nun das Lagerungsverhältnis zwischen den geneigten Karewaschichten des Pir Pandschālrandes und den flach liegenden des Beckeninnern? In den ersteren kommen nach Godwin-Austen Schichtneigungen bis zu 20° und mehr vor[2]), sie liegen »tiefer«, sind also schräggestellt durch geotektonische Störung, nach Lydekker[3]). Der tektonische Vorgang, der diese Schrägstellung bewirkte, ist nach Godwin-Austen[4]) die jugendliche Hebung der Pir Pandschālkette, die also stattgefunden haben müßte, als bereits die heutige Fauna lebte. Dieser Erklärung schloß sich Medlicott[5]) an, und auch Oldhams[6]) Erklärung der Entstehung des Kaschmir-Talbeckens läßt eine derartige Deutung der Schichtenneigung in den »unteren Karewaschichten« zu. Lydekker aber weicht einem offenen Bekenntnis aus und scheint sich überhaupt einigermaßen zu widersprechen; denn einmal hält er, darin Godwin-Austen folgend, an dem Unterschied zwischen den unteren, schräggestellten, konglomeratischen oder tonigen, und den oberen, horizontalen, sandiglehmigen Karewaschichten fest. Anderseits aber bemerkt er, daß in dem von ihm untersuchten Profil von Gulmarg nach Srinagar, also quer durch die ganze Karewaformation, nicht die mindeste Spur einer Unkonformität zwischen den unteren und den oberen Karewaschichten auftrete[7]), daß vielmehr lediglich, je weiter man sich vom Gebirgsrand entferne, die Schichtneigung sich immer mehr verflache. Die Sache ist also noch nicht spruchreif, nur scheint es verfrüht zu sein, mit Godwin-Austen eine derartige Diskordanz anzunehmen, wie sie in Fig. 6 dargestellt ist.

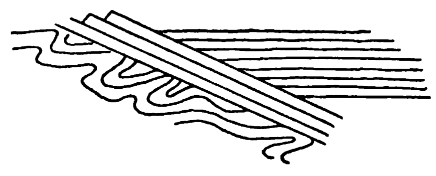


Fig. 6. Die Struktur der Karewaterrasse nach Godwin-Austen.

Die höheren Neigungsgrade an der Hochgebirgsflanke können zum großen Teile Erscheinungen des ursprünglichen Absatzes sein. 5° bis zu 20° aufwärts soll die Neigung

[1]) Drew, a. a. O. S. 209, zitiert bei Lydekker, Memoirs XXII, S. 74.
[2]) Godwin-Austen, Quart. Journ. Geol. Soc. XX, 1864, S. 383.
[3]) Memoirs XXII, 75.
[4]) Quart. Journ. Geol. Soc. XX, 1864, S. 384.
[5]) Manual, 1. Aufl., S. 673.
[6]) R. D. Oldham, Some notes of the Geology of the N. W. Himalayas. Records XXI, 1888, S. 157f. und Manual, 2. Aufl., S. 421.
[7]) Memoirs XXII, S. 75.

hier betragen, woraus hervorzugehen scheint, daß in der Regel die mäßigen Neigungsgrade überwiegen, und Neigungen von 20° die Ausnahme bilden. Ja, ich möchte die Vermutung aussprechen, daß derartig hohe Neigungen nur in den Konglomeraten beobachtet worden sind, die, wie Lydekker bemerkt[1]), nur als Schuttkegelbildungen vor dem Ausgang der heutigen Täler, nicht aber als fortlaufender Horizont vorkommen. Daß hier am Gebirgsrand aber stärkere Akkumulation stattfand, und auf ursprünglich geneigter Fläche die Ablagerungen mit stärkerer Neigung liegen blieben, kann uns nicht wundernehmen, wenn wir im Auge behalten, daß das Becken von Kaschmir einen Einbruch darstellt, und die Karewaschichten des Gebirgsrandes in ihrer größeren Mächtigkeit einer Schuttkegelterrasse entsprechen, während im Beckeninnern gleichzeitig eine viel geringere Mächtigkeit feineren Materials abgelagert wurde, sei es am Grunde eines Sees, sei es von einem Flusse, sei es durch äolische Kräfte. Das Profil durch die Karewaterrasse, wie es sich danach ergeben würde, wäre etwa das in Fig. 7 dargestellte.

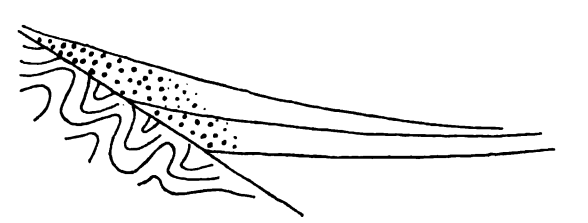


Fig. 7. Hypothetisches Profil durch die Karewaterrasse.

Auf diese Weise würde sich die größere Mächtigkeit und die größere Neigung der sog. »unteren« Karewaschichten, ihre Ausdünnung, fazielle Umwandlung und söhlige Lagerung im Beckeninnern erklären lassen.

Doch soll nicht verschwiegen werden, daß auch noch eine dritte Deutung möglich ist: Aber ein derartiges Übergreifen von »jüngeren« Karewaschichten über »ältere« ist eben noch nicht beobachtet worden. Eine endgültige Meinung kann erst gebildet werden, wenn die Konglomerate, Sande, Schotter und ähnliche Flußbildungen des Pir Pandschälrandes von den blauen Tonen getrennt sein werden, die den Grund der Karewaterrasse in dieser Region zu bilden scheinen.

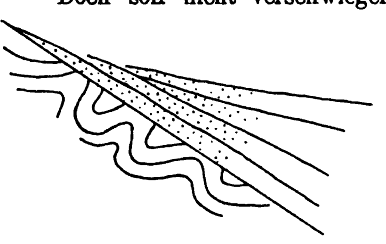


Fig. 8. Zweites hypothetisches Profil durch die Karewaterrasse.

Man könnte gegen unsere, wie gesagt vorläufige, Anschauung von der Gleichzeitigkeit der horizontalen und der geneigten Karewas einwenden, daß der anderen Längsseite der Ebene die hoch ansteigende und geneigte Karewaterrasse fehle. Sie ist allerdings' zum größten Teil zerstört, weil der Fluß die Ablagerungen dieser Seite des Talbeckens ausgeräumt hat. Aber zum Beispiel an der Ausmündung des Sindtals ist am Gehänge, ohne irgend welche Verbindung mit den niedersten Terrassen, der Rest einer nagelfluhartigen Ablagerung haften geblieben. Die Neigung ist nach der Ebene zu. Diese Konglomeratbildung hat eine bedeutende Mächtigkeit, an der Talmündung selbst ist sie zerstört, nur östlich davon am Gehänge ist sie erhalten[2]). Ich sehe darin eine Schuttkegelbildung des Sindflusses aus der Zeit, als auch vor den gegenüberliegenden Talmündungen sich Schuttkegel anhäuften.

Während an den Gebirgsflanken sich diese mächtigen Schutt-Terrassen bildeten, wurde das Beckeninnere bis zu einer Höhe von etwa 100 m über der heutigen Talsohle mit den sandig-mergeligen Ablagerungen der eigentlichen Karewa zugeschüttet. Darauf sank der auf der Höhe der Karewaaufschüttung fließende Dschilęm ein, und bei dem vorwaltenden Bestreben, sein rechtes Ufer anzugreifen, räumte er die rechte, nordöstliche Hälfte der Karewa

[1]) Memoirs XXII, S. 76.
[2]) Auch Drew erwähnt sie S. 211 und Lydekker auf S. 76.

fast vollständig aus. Nur an geschützten Punkten blieben Überreste vorhanden, so z. B. die Karewa von Islamabād und der erwähnte Schuttkegel des Sindflusses.

Es muß fraglich bleiben, ob die niedrige Terrasse, die sich vor dem Ausgang des Sindtals über die Niederung erhebt, und die höchstens 30 m hoch ist, aus der alten Karewa herausgeschnitten ist, und ob sie nicht vielmehr einer späteren Aufschüttung entspricht.

Über das geologische Alter der Karewaablagerungen läßt sich nur sagen, daß, wie bereits erwähnt, bis jetzt nur am Pir Pandschālrand Fossilien gefunden sind, die, wie es scheint, zu heute noch lebenden Arten gehören. Die sandig-mergeligen Karewas des Beckeninnern haben noch kein Fossil geliefert. Jedenfalls muß man Lydekkers[1]) Anschauung, daß die schräg gestellten Karewaschichten entsprechend den oberen Siwalikschichten zum Pliocän zu stellen seien, als verfrüht zurückweisen und mit Oldham[2]) diese ganze Sedimentationsentwicklung ins Diluvium verlegen.

Man hat stets den Hauptnachdruck der Untersuchung auf die Lösung der Frage gelegt, welcher Art das Medium war, in dem die Karewaformation sich ablagerte. Bei der Gleichartigkeit des sandigen und lehmigen Charakters der das Beckeninnere ausfüllenden Ablagerung, die dem Reisenden zumeist allein auffiel, lag es nahe anzunehmen, daß Kaschmir das Bett eines alten Sees war; zumal einige Seen heute noch vorhanden sind, die als Überreste der alten Seebedeckung gedeutet werden konnten. Drew, der in dem »The later geological history of Kashmir« überschriebenen 10. Kapitel seines Buches eine sehr brauchbare Zusammenfassung von seinen und Godwin-Austens Beobachtungen über die Karewaschichten gibt, gesteht zwar, daß er zur Zeit, als er Gelegenheit hatte, diese zu studieren, noch keine genügende Kenntnis von Fluß- und Talgeschichte überhaupt besaß. Doch sucht er die einstige Existenz eines großen, ganz Kaschmir erfüllenden Sees, wie sie ihm durch frühere Gewährsmänner und durch die Volksüberlieferung glaublich gemacht wird, noch weiter zu stützen, indem er ein Konglomerat am Fuße des Resthügels von Islamabād als Strandkonglomerat des alten Kaschmir-Sees deutet[3]). Der Spiegel dieses Sees, meint er, müsse mindestens so hoch gestanden haben, als die Oberfläche der Karewa am Pir Pandschālrand, also etwa 400 über der heutigen Talsohle. Aber es fehlen die Strandterrassen oder sonstigen Spuren an den Gehängen. Ferner müßte die Erosion des Dschilęm seit der Diluvialzeit einen ungeheuren Betrag erreicht haben, und der von Drew vergeblich gesuchte, den See von Kaschmir aufstauende Riegel müßte eine Höhe von 400 m gehabt haben. Godwin-Austen[4]) hatte, wie schon erwähnt, zehn Jahre vorher bereits erkannt, daß die unruhige Sedimendation am Pir Pandschālrand nicht in einem See vor sich gegangen sein konnte. Aber für die niedere Karewa und ihre terrassenartige Abstufung, wie sie bei Baramula am Ausgang des Talbeckens zutage tritt, scheint er doch Ablagerung am Boden eines schrumpfenden Sees anzunehmen, und die Ursache dieses Schrumpfens erblickt er in der allmählichen und schrittweisen Hebung der Pir Pandschālkette. Lydekker[5]) hält gleichfalls für die Erklärung des gleichmäßigen Charakters der über 60 m mächtigen, das ganze Beckeninnere erfüllenden Karewa die Annahme eines stauenden Dammes, der das Tal in einen See umgewandelt habe, für unumgänglich notwendig.

Auch wir, die wir in Kaschmir ein Bruchbecken erblicken, können die Existenz eines alten Sees ins Auge fassen, aber keinesfalls sind die heutigen Seen Überreste der ursprüng-

---

[1]) Memoirs XXII, S. 77.

[2]) Manual, 2. Aufl., S. 421.

[3]) Wenn Drews Beschreibung richtig ist, so liegt hier mitten im Talbecken eine Ablagerung vom Charakter der »unteren Karewaschichten« vor, die noch dazu ohne jeden Zusammenhang mit den hinter dem erwähnten Resthügel aufragenden und ein wirkliches Plateau bildenden »oberen Karewaschichten« wäre. Leider hat Lydekker, wie es scheint, diese Stelle nicht besucht, obwohl sie auch früheren Reisenden bekannt war, so z. B. Vigne (Travels in Kashmir, Ladāk, Iskardo usw. I, 1842, S. 357).

[4]) Quart. Journ. Geol. Soc. XX, S. 383. Brit. Assoc. Rept. 1880.

[5]) Memoirs XXII, S. 78.

lichen Erfüllung der tektonischen Hohlform mit stehendem Wasser. Ein See bestand so lange, bis die Wasser einen Ausweg fanden, bis durch Überfluß die Durchbruchsstrecke Baramula—Muzafarabād entstand.

2. Der epigenetische Taldurchbruch bei Baramula.

Der Einbruch des Kaschmirbeckens erst hat den Dschilęm geschaffen. Eine bloß beschreibende Darstellung würde sich nun damit begnügen, zu erwähnen, daß der Dschilęm bei Muzafarabād mit scharfem Knie in die Nord-Südrichtung einlenkt. Wir aber erheben die Frage, ob dies nicht eine falsche Ausdrucksweise ist, ob der Dschilęm nicht lediglich ein Nebenfluß der Kischaganga ist. Mit anderen Worten, wir erheben die Frage, welches ist der Hauptfluß, welches der Nebenfluß.

Die Frage, was Hauptfluß ist, was Nebenfluß, wird meist nur aus Rücksichten der Namengebung, also zu kartographischen Zwecken, gestellt oder aus Gründen der geographischen Statistik. Ihre wahre Bedeutung aber erhält sie erst, wenn sie Hand in Hand geht mit der Untersuchung, welcher von den die Fragestellung anregenden Flüssen der ältere ist, der die Existenz oder wenigstens die Richtung des anderen erst bestimmt hat. Dieser ist alsdann der Hauptfluß, wenn er an Wassermenge, also an Lauflänge, dem anderen annähernd gleich oder überlegen ist.

In wenig Fällen möchte die Frage so leicht zu entscheiden sein, wie im Falle Kischaganga-Dschilęm. Die Lauflänge der beiden bei Muzafarabād zusammenfließenden Ströme ist etwa die gleiche, der Dschilęm lenkt aber so entschieden in die Kischagangarichtung ein, daß die Kischaganga von vornherein als der ältere, der formbestimmende, der Hauptfluß angesehen werden müßte, auch wenn nicht, wie von uns geschieht, für den Abfluß des Kaschmir-Beckens ein geringeres Alter gefordert wird. Den tiefen Einschnitt des oberen Dschilęmtals zwischen Baramula und Muzafarabād haben wir uns unserer Theorie nach derart entstanden zu denken, daß auch in der streichenden Fortsetzung des Senkungsfeldes von Kaschmir grabenförmige Erniedrigungen des Gebirges stattfanden, und daß hier den Wassern des Kaschmir-Sees Gelegenheit gegeben war, die Wasserscheide gegen das Tal eines bei Muzafarabād mündenden Kischaganga-Nebenflusses zu überfließen. Auf diese Weise entstand der Dschilęm, der vermöge seiner Eigenschaft als Fluß der wichtigsten Landschaft des Gebirges und vermöge seines großen Wasserreichtums als Abfluß des großen Wasserreservoirs von Kaschmir bei uns als der namengebende Hauptfluß gilt[1]).

Es muß also das Kaschmirbecken einmal bis zum Überfließen mit Sediment und stehendem Wasser ausgefüllt gewesen sein, und tatsächlich finden wir die Spuren äußerst kräftiger Sedimentation in den Karewas erhalten. Ferner muß das Dschilęmtal die Spuren sehr schnellen Tiefereinschneidens an sich tragen, wie es im Gefolge eines Überflußdurchbruches und entsprechend der Ausbildung eines Durchbruchstales in, geologisch gesprochen, so kurzer Zeit stattgefunden haben muß. In der Tat fließt der Dschilęm auf etwa 20 km zwischen Uri und Tschakōti in einer gewaltigen Schlucht.

Einzelheiten eines Überflußdurchbruchs werden sich mit seltenen Ausnahmen niemals feststellen lassen. Alle derartigen Erklärungen bleiben Hypothese. Und so kann uns auch das Studium des Taleingangs bei Baramula noch nicht, wie Lydekker erhoffte, den Schlüssel zur Erklärung der Talgeschichte von Kaschmir geben. Wohl aber muß sie uns einige Kunde über die Veränderungen bringen, die die Ausflußader von Kaschmir erlitten hat, weswegen ich die Beobachtungen mitzuteilen wage, die ich während eines kurzen

[1]) Wenn es wahr ist, daß auch die ungelehrten Kaschmiri ihren Fluß Behat nennen, was das alte Vitasta (griechisch: Hydaspes) ist, so würde auch im Volksbewußtsein der Dschilęm und nicht die Kischaganga der Hauptfluß sein.

Baramula. Das untere Ende der Talebene von Kaschmir.

Ausflugs an dem das Talbecken von Kaschmir abschließenden Querriegel zu machen imstande war.

Der Dschilęm tritt bei Baramula aus der Talebene in das Gebirge ein. Die Gebirgsstrecke, sein Mittellauf, ist ein Durchgangstal. Die Kaschmirebene liegt 17—1600 m hoch. Die Pir Pandschālkette und ihre Fortsetzung, der Kadschnag, ragen zu etwa 4000 m auf. Jedes Durchgangstal birgt an sich bereits ein Problem, aber das Durchgangstal des Dschilęm bietet an seinem Beginn noch ein besonderes Problem.

Fährt man den Dschilęm herunter gegen Baramula, befindet man sich also in der Flußniederung, so sieht man, wie die große Karewaterrasse von SO her quer gegen den Fluß streicht und bei dem Beginn des Durchbruchs zum Fluß abfällt. Die Höhe mag 100 m betragen. Unmittelbar über dem Fluß kulminiert sie in einer waldigen, wenig erhöhten Kuppe. Erst in einem gewissen Abstande dahinter ragt das Waldgebirge auf, zunächst die »Kulisse« der rechten Talseite, dahinter das Hochgebirge der linken, Pir Pandschāl. So bildet also die Karewaterrasse jedenfalls die eine Seite, die linksseitige Begrenzung des Engpasses von Baramula. Dahinter, also unterhalb der Karewaterrasse, ist eine im Verhältnis zur Größe der Kaschmirebene unbedeutende Talweitung. Wir nennen sie den »Vorhof«, nämlich der Kaschmirebene. Die Karewaterrasse bildet also einen Riegel, und der Fluß fließt seitlich, auf ihrer rechten Seite in das Grundgebirge hinein.

I, II, III. Die Bergsporne

Fig. 9. Der Talriegel bei Baramula.

Der Tatbestand, der eine Erklärung heischt, ist demnach der folgende: Der Austritt des Flusses findet nicht statt in der Linie der alten Flußablagerungen, in denen der Fluß seine alten Aufschüttungen ausräumend mühelos bis auf das Niveau der Talsohle von Kaschmir hätte einschneiden können, sondern daneben, im Grundgebirge. Ferner: der Fluß hat eine Engschlucht eingesägt, statt in leicht zerstörbarem Material einen breiten Austritt aus der Kaschmirebene in den »Vorhof« sich zu schaffen. Drittens: wenn der Riegel aus Talablagerungen, oder aus den Ablagerungen besteht, die den Grund und Boden der Ebene selbst zusammensetzen, dann ist das Land vor wie hinter dem Riegel morphologisch gleichwertig, und ist der Riegel nur ein Stück alten Talgrundes, senkrecht zu seiner Bildungsrichtung stehen geblieben.



Fig. 10. Schematische Planskizze des Talriegels von Baramula.

Der Riegel, den ich in seiner ganzen Länge — morphologisch gesprochen: Breite — nicht begangen habe (was auch unnötig erscheint, da er in seiner südöstlichen Fortsetzung ja nichts anderes ist als die Karewaterrasse), besteht in seiner Hauptmasse aus Sand und Konglomerat; und zwar vom heutigen Talgrund auf, wenn nicht noch tiefer, was das wahrscheinliche ist. Nur am Abfall zum Fluß besteht er aus anstehendem Gestein, hier paläozoischen Schiefern der sog. Pandschālformation. Dieser, wenig erhöhte Abfall ist in drei Bergsporne oder Rippen ausgezogen. Die oberste Rippe ist ein einfacher Rücken ohne ausgeprägte Kuppenform. Nur am Abfall zum Flusse scheint das Gestein anzustehen. Die zweite Rippe hat eine kuppige Oberkante. Die östlichste Kuppe, am Abfall zum Dschilęm,

besteht aus anstehendem Gestein, das in Trümmern oben herumgestreut liegt. Die dritte Rippe gipfelt in der den Riegel im Anblick beherrschenden waldigen Kuppe, deren Gehänge in schönem, geradem Abfall zum Flusse niederzieht und einen scharfen Rücken flußabwärts sendet, der das Steilufer bildet.

Die Auflösung des flußseitigen Riegelabfalls in Rippen mit trennenden Schluchten ist typisch. Ich wurde an den Leopoldsberg-Kahlenberg am Eintritt der Donau in das innere Wiener Becken erinnert.

Das gegenüberliegende Gehänge gehört seiner Steilheit, seiner Form und seiner Höhe nach vollständig dem Grundgebirge an. Bisher also ergab sich, daß der Fluß sein heutiges Talbett im Grundgebirge vertieft hat.

Über die geologische Zusammensetzung des Riegels, südöstlich der Grundgebirgsentblößung sah ich beim Überschreiten desselben von Baramula zum Vorhof folgendes: Gleich beim Aufstieg längs des verfallenden alten Weges sieht man Gerölle, darüber bis zur Höhe herrschen Sande vor und ausgetrocknete sandige Lehme von gelber Farbe. Auf der Paßhöhe, deren lehmige Sande zu Rissen ausgefurcht sind, liegen große Gerölle (bis 40 cm im Durchmesser), darunter oblonge Stücke eines schiefrig brechenden Gneises von streifigem Habitus. Die Paßhöhe zeigt Spuren bedeutender Abtragung. Sie besteht aus feinen verfestigten Sanden, die zu glatten, plattigen Wölbungen abgewittert sind, so daß nach unterhalb, also zum Vorhof, ein eigentümlich buckelig-glatter Abfall der Sande herrscht. Bänke verhärteter konkretionärer Sande lassen den Neigungswinkel zu 12 bis 15° nach WSW bestimmen. Leider sind von früheren Beobachtern, denen mehr Zeit zur Verfügung stand, keine Angaben über den Schichtfall, besonders der anderen Seite, vorhanden. Im allgemeinen soll jedoch gelten, daß die Karewaschichten gegen das Talinnere, also gegen NO fallen. Unterhalb der verfestigten Sande stehen auf der rechten Seite des Risses ebenso gerichtete Gerölle von mittleren und kleineren Formaten an. Sie mögen wohl einem Konglomerat entstammen, denn lose Gerölle verharren nicht in derartig schräger Lage.

Hier also floß der Dschilȩm aus der Ebene von Kaschmir, d. h. in dieser Linie floß er heraus; denn was außerhalb des heutigen Riegels, also außerhalb des in diesem Riegel erhaltenen Querschnittes des Dschilȩm-Schuttkegels liegt, ist ja noch genau so Ebene, genau so »Kaschmir«, wenn es auch heute nur einen Vorhof darstellt. Die heutige Paßhöhe, von deren relativer Erhebung über die Talsohle leider keine Angabe vorliegt — mir selbst war leider kein Höhenmeßinstrument zur Hand — ist nicht notwendigerweise die letzte Bahn des Flusses gewesen. Sie ist wahrscheinlich nur ein Werk der Denudation und trägt die Spuren bedeutender Abtragung.

Was ergibt sich aus diesem Sachverhalt für die Erklärung der heutigen Durchbruchsschlucht? Der Fluß muß sein Bett durch stetige Akkumulation erhöht haben, bis er zum mindesten etwas über der Höhe des heutigen Riegels floß. Die Erhebung der Grundgebirgsrandkuppen über die heutige Riegelhöhe ist jedoch nur sehr gering, vielleicht 10 m. Um auch diese Kuppen mit seinen Ablagerungen zu verhüllen, dazu genügte dem Flusse eine Geröllablagerung von nur geringer Mächtigkeit, wie sie, zumal in diesem Klima, schnell der Zerstörung anheimfällt. Aber wir haben nicht nötig, in derartig hypothesenartigen Ausdrücken zu reden. Denn auf der Grundgebirgskuppe am Abfall der zweiten Rippe zum Dschilȩm sah ich ja die Überreste dieses Flußbettes in Gestalt vereinzelter dem Grundgebirge aufgelagerten Gerölle liegen.

Die Grundgebirgskuppen am linken Ufer des Dschilȩm gehören also seinem ursprünglichen rechten Ufer an. Ihre Entstehung zu untersuchen, ist nicht nötig. Wir bezeichnen sie als Felsleisten; denn auch am heutigen rechten Ufer kommen, wohl in derselben Höhe, Felsleisten vor. Die Ablagerungen des Flusses, und dieser mit ihnen, stiegen, in dem

alten Bette, bis sie die alte Felsleiste überdeckten, verhüllten. Und als der Fluß von neuem einschnitt, schnitt er rechts seines alten Bettes ein, und es entstand der Engpaß von Baramula, während, wenn er sein altes Bett wieder gefunden hätte, Baramula heute noch in der Ebene läge, wenigstens in einem breiten Tale; der Fluß hätte alsdann den Karewariegel abgetragen, der »Vorhof« stünde mit der Talebenein unmittelbarer Verbindung, für Kultur, Bebauung und Ansiedlung wären gewiß 10 qkm gewonnen. So bildet der Fluß eine kurze und zwecklose Enge, zwecklos, weil gleich unterhalb wieder eine Talweitung folgt. Aber diese kann nicht mehr im Boote erreicht werden, weil der Dschilęm bereits in der Höhe der zweiten Rippe Stromschnellen bildet.

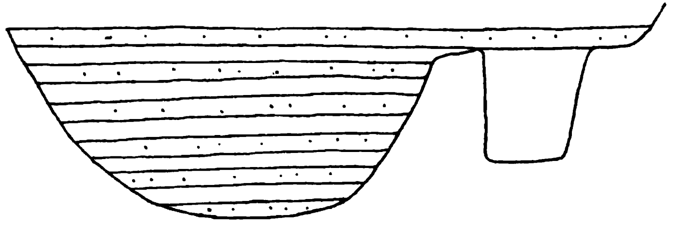


Fig. 11. Schematisches Profil durch die Talenge von Baramula zur Veranschaulichung der Entstehung des Durchbruchs.

Ein Wort ist noch nötig über die Entstehung des »Vorhofs«. Auch ihn haben wir uns ursprünglich mit Karewa-Ablagerungen, also Dschilęmgeröllen, erfüllt, zu denken, die vielleicht bis Nauschera reichten, wo das Tal enger zu werden beginnt. Daß sie ausgeräumt wurden, ist wahrscheinlich der planierenden Tätigkeit des Flusses zu danken, der hier von rechts, aus dem Grundgebirge, nach links hinüberstieß, und seine alten Ablagerungen von W her angreifend, den Riegel herausschnitt.



Fig. 12. Der »Vorhof« der Ebene von Kaschmir.

Über die Geschichte des Einbruchs selbst haben wir durch das Studium des Querriegels von Baramula nichts erfahren, wohl aber Gelegenheit gehabt, eine Stromverlegung kennen zu lernen von der Art der »gesunkenen« (epigenetischen) Talbildung[1]).

3. Die heutige Landoberfläche.

Das Kartenbild und der Anblick in der Natur wird beherrscht durch den Gegensatz: Flußniederung und Karewa. Dicht gedrängt treten die Flüßchen und Bäche aus dem Pir Pandschälgebirge in die Ebene und zerteilen sich wiederum in eine Unmenge von Wasseradern und -armen. So erscheint auf der Karte des Atlas of India ein etwa 15 km breiter Streif Beckengrundes geradezu zerstückelt und zerschnitten in eine Unmenge schmaler, spitz beginnender, spitz auskeilender Streifen. Diese sind die eigentlichen »Karewa«hochflächen, getrennt durch Schluchten, die 30 bis 100 m tief eingesenkt sind an deren Wänden das lehmige Gestein ansteht, das oft nur schwache Spuren von Lagerung und Schichtung zeigt. Dies die kurze, aber treffende Skizzierung, die Drew und Lydekker von der Karewaterrasse geben. Ich habe nur wenig Gelegenheit gehabt, die Karewa im Innern des Beckens zu sehen. Doch erinnerte mich die senkrechte Klüftung, die gelbliche Färbung und die Schichtungslosigkeit stets von neuem an unseren Löß.

---

[1]) Der Verfasser möchte als systematische Benennung für die drei möglichen Arten der Fluß- bzw. Talbildung, die bisher mit den von ganz verschiedenen Kriterien ausgehenden Namen: konsequent, antezedent und epigenetisch bezeichnet wurden, folgende Klassifikation vorschlagen:

syngenetisch (mit }
progenetisch (vor } der heutigen Landoberfläche entstanden),
epigenetisch (über }

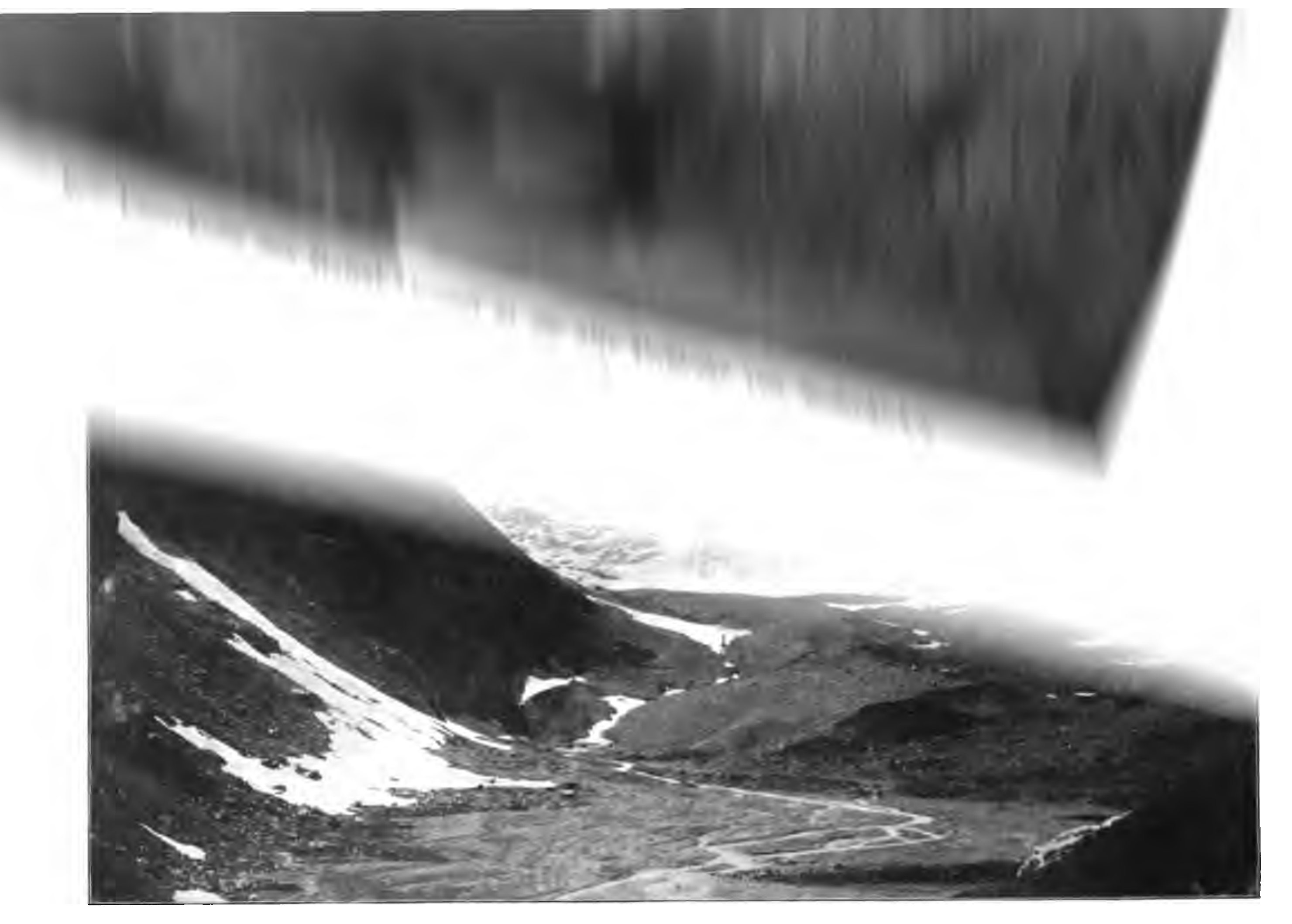
oder auf deutsch: ursprünglich,
beständig,
gesunken.

Wie mit einem Striche endigt längs einer von SO nach NW verlaufenden Linie die Bachzerteilung, die Dichte der längs der Bäche gelegenen Siedelungen, die Hügel- oder Plateauform, auf der Karte wie im Anblick in der Natur. Wir sind in der Flußniederung; die Bachadern haben sich wieder vereinigt, die Siedelungen werden spärlicher. Das Land liefert infolge künstlicher Bewässerung gute Ernten, vor allem ist die Reiskultur hier in Übung. Der Grund der Flußebene wird von lehmigen Flußalluvien gebildet, die menschliche Kunstgegenstände enthalten und vollständig denen gleichen, die noch jetzt von dem Flusse bei Hochwasser abgesetzt werden.

Der Dschilȩm bildet sich in der Gegend von Islamabād aus einer Art Flußfächer. Hier vereinigen sich die Hauptquellflüsse Arput, Bringh und Sandrahan, denen wenige Kilometer weiter unterhalb unter dem Namen Veschau die Abflußrinne des südwestlichen Quadranten von Oberkaschmir zustrebt. Nach Drew fließt der Dschilȩm in der Gegend des Flußknotens in etwa 1650 m. In seinem Laufe von hier zum Wullar-See ist der Fluß eine breite ruhige Wasserstraße und bildet recht eigentlich den Lebensnerv von Kaschmir. 1580 m hoch liegt der Spiegel des Wullar-Sees, der vom Dschilȩm durchflossen wird und im Sinne der Flußrichtung das Beckentiefste darstellt. In der Luftlinie gemessen beträgt die Entfernung beider Punkte etwa 80 km. Das Gefälle beträgt also 70 m auf 80 km, im Durchschnitt also 0,875 m auf 1 km. Und zwar beträgt auf die ersten 48 km Luftlinie, von Islamabād bis Srinagar, das Gefälle 50 cm, also 1 m pro km. Entsprechend diesem starken Gefälle schneidet der Fluß in dieser oberen Strecke ein, und bei niedrigem Wasserstand erheben sich seine Uferkanten 5 m über den Wasserspiegel. Das ist der Fall im Hochsommer. Auf die 32 km abwärts Srinagar beträgt das Gefälle nur noch 17 m, also nur noch 53 cm auf 1 km. Hier ist der Fluß bereits akkumulierend: er erhöht seine Ufer, wie auf der Bootreise von Srinagar nach Baramula schön zu sehen ist. Der Fluß hat in den See ein Delta vorgebaut, und trachtet, den See in der ursprünglichen Beckenrichtung, von SO nach NW einzuschnüren; er verläßt den See aber rechtwinklig zu seiner Einmündung, in der südwestlichen Ecke. Den ganzen Flußlauf bis zum See auszufahren, dann im See mit den primitiven Fahrgelegenheiten den Ausfluß aufzusuchen, ist einmal sehr zeitraubend und zweitens scheuen sich die Kaschmiris, ihre flachen Boote dem oft recht stürmischen See anzuvertrauen. Da ferner die ganze Arbeit stromaufwärts durch Menschenkraft geschieht, die Seeufer aber sich im Sumpfland verlieren, hat man wohl seit alter Zeit den Dschilȩm weiter oben mit seiner Ausflußstelle aus dem See durch einen Kanal in Verbindung gesetzt. Dies ist der Nurukanal, der bei Schadipūr, 16 km unterhalb Srinagar, den Fluß verläßt. Dieser Kanal berührt den See eben gerade noch. Im Hochsommer aber ist er fast ohne Wasser, und alsdann ist nur eine bedeutend geringere Abkürzung möglich, indem man bei Hadschan, wenige km oberhalb der Einmündung des Dschilȩm in den See, in einen Kanal biegt, der einen der Mühe überhebt, das Dschilȩmdelta zu umfahren. Aber die Südwestecke des Sees muß alsdann gequert werden.

An der Stelle, wo, um in den letztgenannten Kanal zu gelangen, der Hauptfluß verlassen wurde, war der Dschilȩm 2 bis 3 m, der Kanal aber nur 1 m tief eingeschnitten. Der Dschilȩm fließt also auf seinen eigenen Ablagerungen, die er zu durchsinken gezwungen ist, da man ihn nunmehr auch durch künstliche Deichbauten genötigt hat, in dem einmal angenommenen Bette zu verharren. Welche Gefahr dem flachen Lande von den Hochwasserfluten des Dschilȩm droht, das bemerkt man u. a. bei Sopūr, das zwischen dem Wullar-See und Baramula gelegen ist. Sopūr ist auf einer niederen Terrasse erbaut, in die der Fluß eingesunken ist, und zwar auf der linken Seite über dem Flusse. Die eigentliche Kaschmirebene aber liegt südlich von Sopūr tiefer als die Terrasse; wird also nur

Der Dal bei Srinagar.



Einmündung des Kanipatr-Flüßchens in das neugewonnene Talstück des Baltal-Flusses.



Rückblick ins obere Sind-Tal (Pandschitarni-Arm) beim Aufstieg zum Sodschi-La.

Baltal liegt etwa 2850 m hoch [1]). Nur 600 m beträgt der Aufstieg zum Sodschi-La. Mit dem Eintritt in das Baltaltal hört der großartige Gebirgshintergrund auf. Man blickt in einen Talkessel, in dem der Fluß in einem nach links (perspektivisch gesprochen) offenen Bogen herabkommt, so daß sein Ursprung durch eine von rechts vorspringende Felskulisse verdeckt ist. Geradeaus erscheint das Tal durch eine Wand abgeschlossen, die mit kuppiger Oberfläche endigt. In diesen »Mittelgebirgs«rücken ist oben ein Felsabsturz eingeschnitten. Der Kenner der deutschen Mittelgebirge möchte an das Riesengebirge erinnert sein, zumal an den Elbgrund, und für die Entstehung dieses Hintergehänges des Baltal-»Grundes« ähnliche Entstehung vermuten, wie für die Hintergehänge des Elbgrundes. Tektonisch [2]) gesprochen, entspricht der Sodschi-La-Kamm einer Antiklinale, einer Aufwölbung der altpaläozoischen Schiefer und gneisartigen Gesteine der sog. Pandschälformation, während bei Sonamarg, südlich dieses Kammes, und bei Matáyan, nördlich desselben, die triadischen Gesteine anstehen, bei Matäyan sogar in wahrhaft an die Dolomiten erinnernden Denudationsformen aufragend. Die Lagerung ist die der übermäßigen Wölbung; die Pandschälschichten des Kammes ruhen auf dem Mesozoikum des Sindtales, entsprechend der allgemeinen Tendenz der Himalayafaltung von NO nach SW.

Der Pfad führt von Baltal an am (hydrographisch) rechten Ufer des Baltalflüßchens, überschreitet dann einen sehr mächtigen, in einer Schlucht des rechten Gehänges herab-

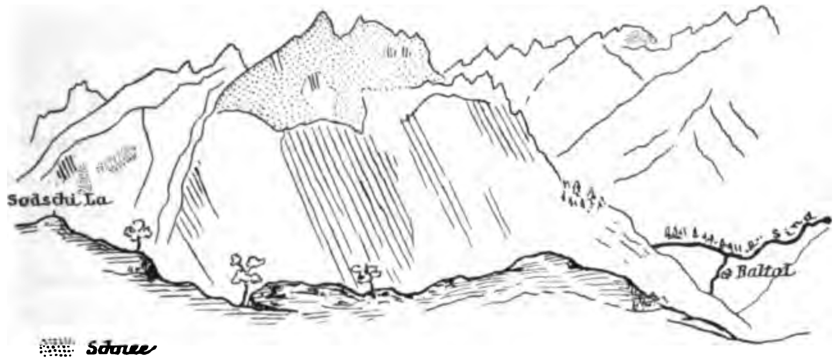


Fig. 13. Sodschi-La. Blick über den Einschnitt des Baltalflusses hinweg auf die linke Talseite (Kanipatrmassiv).

kommenden Lawinenkegel und gewinnt in diesem aufsteigend größere Höhe am Seitengehänge, das nunmehr so ziemlich waldentblößt ist. Nach kurzer Zeit tritt er in die Felswand über, die in den »Mittelgebirgsrücken« der Paßhöhe eingeschnitten ist. Das landschaftliche Bild wird äußerst malerisch. Man reitet auf sehr schmalem aber gut gebahntem Pfade hinauf längs des Felsgehänges, in dessen Fugen breitstämmige kurze Birken angesiedelt sind. Auch von der anderen Seite ziehen die Felswände herbei, und tief unten, für den Blick meist verborgen, braust der Baltalfluß über die Gesteinstrümmer seines Bettes. Der violette Ton der Pandschälgesteine, das frische Weiß und Grün der Birken erhöhen den malerischen Reiz des Weges, von dem uns nur vielleicht eine begegnende Pony-Karawane ablenkt, der auszuweichen auf dem schwindlig steilen, schmalen, und noch dazu durch Gesteinsstufen und Baumwerk behinderten Wege seine Schwierigkeit hat. Nun treten die Felswände zusammen oder fast zusammen, ein kurzer Anstieg, und die Paßhöhe ist erreicht, 2½ Stunden nach Aufbruch von Baltal, alle Aufenthalte eingerechnet, wie sie das Gehen in großer Karawane mit sich bringt.

Da eine Überraschung. Die Paßhöhe ist erreicht, ein Steinhaufen ist aufgeschichtet, Zweige mit Fähnchen und Wimpeln, sind von frommen Mohammedanern hineingesteckt. Man

[1]) Schätzung bei Neve, The Tourist's Guide to Kashmir usw.
[2]) Lydekker, Mem. XXII, S. 146.

steht auf der gewölbten Jochhöhe, die man von unten her als Talschluß angesprochen hatte, auch von der gegenüberliegenden — südöstlichen — Seite springt so etwas wie der Stumpf eines Jochansatzes vor. Aber die Gehänge schließen nicht aneinander. Man steht auf dem höchsten Punkte, von dem man in eine Talniederung abzusteigen hat, auf dem Punkte, der Sodschi-La genannt wird, und »La« heißt »Paß«. Aber die Jochhöhe ist durchschnitten. Sie besteht aus mächtigen, zum Sindtal zurückfallenden, fast senkrecht stehenden Schiefer- oder Gneisplatten, aber hunderte von Metern hoch ragen ihre Schichtköpfe in die freie Luft, von drüben und wohl auch von hüben: Die Jochhöhe von Sodschi-La ist heute keine Wasserscheide mehr, der Baltalarm des Sindflusses hat, von W her sein Tal verlängernd, die Jochhöhe durchsägt, er entspringt heute weiter rückwärts in tibetischem Land. Sodschi-La ist eine »obsolete Paßhöhe«, nur noch ein Punkt im Seitengehänge; aufgesucht nur noch darum, weil die Schlucht selbst ungangbar ist; man ersteigt die alte Paßhöhe, wie ja jede Überwindung einer Wand ein im Sinne des Höhegewinnens zweckloses Auf- und wieder Absteigen zur Folge hat.

Aber ganz schmal, ein wahres Felstor ist das Baltaltal auf einmal geworden. Man kann den Fluß weder sehen noch hören, man blickt über die Schlucht hinweg zu dem Jochrückenansatz der gegenüberliegenden Seite. Aber nur auf eine ganz kurze Strecke; alsdann steigt man durch ein Birkenwäldchen am Gehänge ziemlich steil hinab, kommt wieder in die Felsen und erreicht das nur etwa 50 m tief in die alte Jochhöhe eingesenkte Tal des Baltalflusses. Aber man sieht kein Wasser mehr, nicht nur der Bach ist überbrückt, sondern das ganze Tal ist ausgefüllt von Schnee, Lawinenschnee. Wirft man noch einen Blick talauswärts, so bemerkt man nur, wie das Felsgehänge aus einem Schuttfuß hervorragt, und daß auf diesem Schutte, wie ein Lawinengletscher, der Schnee liegt. Weiter unterhalb wird das Tal zur Schlucht, die Felsstürze treten dichter zusammen, man bemerkt den Jochrückenansatz der linken Talwand: unter diesem mag die Stelle liegen, wo aus dem Lawinenschnee der Baltalbach heraustritt.

Die Schwierigkeit des Weges, die Anstrengung des Steigens, die Notwendigkeit, auf jeden Schritt Acht zu haben ist vorüber, wenn man auf dem Schnee des Schluchtgrundes angekommen ist. Von jetzt ab geht man auf dem Rücken des verhärteten Schnees, oder links oder rechts, je nachdem der Schnee vom Gehänge abgetaut ist. Bald merkt man kein Ansteigen des Tales mehr, wenigstens nicht an den Formen der Gehänge oder der Talsohle.

Aber jedenfalls befindet man sich in gänzlich andersartigem Lande als bisher. Größere Gegensätze lassen sich kaum ausdenken, als man sie auf der kurzen Wanderung von Baltal nach Metschuhoi erlebt. Vom Sodschi-La blickt man herab in das tief eingeschnittene Sindtal von Kaschmir, wo Wälder von riesigen Deodarzedern und der Himalayatanne (Abies Webbiana) von den Gehängen herab in die Talgründe ziehen; diese selbst tragen saftige Wiesen, ein Bild des Blühens und des Reichtums. Mit dem Anstieg zu dem Sodschi-La erhebt man sich allerdings über die obere Grenze der großen Nadelwälder, ja überhaupt über die Grenze des Nadelbaumwuchses. Aber die schöne, stämmige Birke kommt noch über den Wäldern fort, sie paßt sich der Form der Felshänge an, sie wurzelt im Fels und hängt frei ins Leere hinaus, sie biegt ihren Stamm, wie es die Richtung des Windes verlangt. Und diese Birke — deren Rinde, nebenbei gesagt, als Schreibmaterial und zum Verpacken feiner Gegenstände gebraucht wird und daher Handelsgegenstand ist —, zieht sich in dürftigen Beständen auch noch über die alte Jochhöhe hin, umkleidet, allerdings nur streckenweise und dünn stehend, die Felsabhänge der jenseitigen Schlucht, vielleicht 1 km weit. Aldann hört aber wie mit einem Schlage jeder Baumwuchs auf, und obwohl die höchste Höhe, die selbst nur 3450 m betrug, überschritten ist, und der Weg



Der Einschnitt des Baltal-Flusses in die alte Paßhöhe von Sodschi-La, talabwärts gesehen.

Einmündung des Kanipatr-Flüßchens in das neugewonnene Talstück des Baltal-Flusses.





' ıfstieg zum Sodschi-La.
rund auf. Man blickt
-ch gesprochen) offenen
ırspringende Felskulisse
abgeschlossen, die mit
ıben ein Felsabsturz ein-
las Riesengebirge erinnert
Hintergehänges des Baltal-
rgehänge des Elbgrundes.
er Antiklinale, einer Auf-
der sog. Pandschälformation,
yan, nördlich desselben, die
an die Dolomiten erinnernden
übermäßigen Wölbung; die
m des Sindtales, entsprechend
. SW.
echten Ufer des Baltalflüßchens,
ht des rechten Gehänges herab-



es hinweg auf die linke Talseite (Kanipatrmassiv).

n aufsteigend größere Höhe am Seiten-
ist. Nach kurzer Zeit tritt er in die Fels-
er Paßhöhe eingeschnitten ist. Das land-
itet auf sehr schmalem aber gut gebahntem
n Fugen breitstämmige kurze Birken an-
iehen die Felswände herbei, und tief unten,
Baltalfluß über die Gesteinstrümmer seines
.ne, das frische Weiß und Grün der Birken
von dem uns nur vielleicht eine begegnende
f dem schwindlig steilen, schmalen, und noch
hinderten Wege seine Schwierigkeit hat. Nun
ısammen, ein kurzer Anstieg, und die Paßhöhe
n Baltal, alle Aufenthalte eingerechnet, wie sie
ringt.
e ist erreicht, ein Steinhaufen ist aufgeschichtet,
von frommen Mohammedanern hineingesteckt. Man

uide to Kashmir usw.

steht auf der gewölbten Jochhöhe, die man von unten her als Talschluß angesprochen hatte, auch von der gegenüberliegenden — südöstlichen — Seite springt so etwas wie der Stumpf eines Jochansatzes vor. Aber die Gehänge schließen nicht aneinander. Man steht auf dem höchsten Punkte, von dem man in eine Talniederung abzusteigen hat, auf dem Punkte, der Sodschi-La genannt wird, und »La« heißt »Paß«. Aber die Jochhöhe ist durchschnitten. Sie besteht aus mächtigen, zum Sindtal zurückfallenden, fast senkrecht stehenden Schiefer- oder Gneisplatten, aber hunderte von Metern hoch ragen ihre Schichtköpfe in die freie Luft, von drüben und wohl auch von hüben: Die Jochhöhe von Sodschi-La ist heute keine Wasserscheide mehr, der Baltalarm des Sindflusses hat, von W her sein Tal verlängernd, die Jochhöhe durchsägt, er entspringt heute weiter rückwärts in tibetischem Land. Sodschi-La ist eine »obsolete Paßhöhe«, nur noch ein Punkt im Seitengehänge; aufgesucht nur noch darum, weil die Schlucht selbst ungangbar ist; man ersteigt die alte Paßhöhe, wie ja jede Überwindung einer Wand ein im Sinne des Höhegewinnens zweckloses Auf- und wieder Absteigen zur Folge hat.

Aber ganz schmal, ein wahres Felstor ist das Baltaltal auf einmal geworden. Man kann den Fluß weder sehen noch hören, man blickt über die Schlucht hinweg zu dem Jochrückenansatz der gegenüberliegenden Seite. Aber nur auf eine ganz kurze Strecke; alsdann steigt man durch ein Birkenwäldchen am Gehänge ziemlich steil hinab, kommt wieder in die Felsen und erreicht das nur etwa 50 m tief in die alte Jochhöhe eingesenkte Tal des Baltalflusses. Aber man sieht kein Wasser mehr, nicht nur der Bach ist überbrückt, sondern das ganze Tal ist ausgefüllt von Schnee, Lawinenschnee. Wirft man noch einen Blick talauswärts, so bemerkt man nur, wie das Felsgehänge aus einem Schuttfuß hervorragt, und daß auf diesem Schutte, wie ein Lawinengletscher, der Schnee liegt. Weiter unterhalb wird das Tal zur Schlucht, die Felsstürze treten dichter zusammen, man bemerkt den Jochrückenansatz der linken Talwand: unter diesem mag die Stelle liegen, wo aus dem Lawinenschnee der Baltalbach heraustritt.

Die Schwierigkeit des Weges, die Anstrengung des Steigens, die Notwendigkeit, auf jeden Schritt Acht zu haben ist vorüber, wenn man auf dem Schnee des Schluchtgrundes angekommen ist. Von jetzt ab geht man auf dem Rücken des verhärteten Schnees, oder links oder rechts, je nachdem der Schnee vom Gehänge abgetaut ist. Bald merkt man kein Ansteigen des Tales mehr, wenigstens nicht an den Formen der Gehänge oder der Talsohle.

Aber jedenfalls befindet man sich in gänzlich andersartigem Lande als bisher. Größere Gegensätze lassen sich kaum ausdenken, als man sie auf der kurzen Wanderung von Baltal nach Metschuhoi erlebt. Vom Sodschi-La blickt man herab in das tief eingeschnittene Sindtal von Kaschmir, wo Wälder von riesigen Deodarzedern und der Himalayatanne (Abies Webbiana) von den Gehängen herab in die Talgründe ziehen; diese selbst tragen saftige Wiesen, ein Bild des Blühens und des Reichtums. Mit dem Anstieg zu dem Sodschi-La erhebt man sich allerdings über die obere Grenze der großen Nadelwälder, ja überhaupt über die Grenze des Nadelbaumwuchses. Aber die schöne, stämmige Birke kommt noch über den Wäldern fort, sie paßt sich der Form der Felshänge an, sie wurzelt im Fels und hängt frei ins Leere hinaus, sie biegt ihren Stamm, wie es die Richtung des Windes verlangt. Und diese Birke — deren Rinde, nebenbei gesagt, als Schreibmaterial und zum Verpacken feiner Gegenstände gebraucht wird und daher Handelsgegenstand ist —, zieht sich in dürftigen Beständen auch noch über die alte Jochhöhe hin, umkleidet, allerdings nur streckenweise und dünn stehend, die Felsabhänge der jenseitigen Schlucht, vielleicht 1 km weit. Aldann hört aber wie mit einem Schlage jeder Baumwuchs auf, und obwohl die höchste Höhe, die selbst nur 3450 m betrug, überschritten ist, und der Weg



Becken von Dras mit Talterrassen, talaufwärts gesehen.

Einmündung des Kanipatr-Flüßchens in das neugewonnene Talstück des Baltal-Flusses.

jedoch darauf hin, daß außer dem unsicheren Hippotherium, der heute in Tibet nicht mehr vorkommenden Gattung Hyaena und außer Rhinoceros, von welcher Familie aber eine kleine Art sehr wohl in den Flußniederungen von Tibet gelebt haben könnte, alle Funde noch heute lebenden Familien angehören, und daß ein Schädelfund sogar ganz genau mit der Antilope Pantholops Hodgsoni übereinstimme, dem Repräsentanten einer Gattung, die gerade den allerhöchsten und kältesten Regionen Tibets eigen sei. Auch deutet die horizontale Lage der jungen Bildungen gerade im Gegensatz zu den schräggestellten, jedenfalls schon jungtertiären Sandsteinen im Liegenden darauf hin, daß eine Störung oder nachträgliche Hebung des Hundesbeckens nicht stattgefunden hat[1]).

IV. Der Sodschi-La, ein Beispiel rückwärtiger Talverlängerung.

Das Sindtal von Kaschmir bildet die Zugangspforte zu einem der wichtigsten Gebirgsübergänge vom peripherischen Asien zu den innerasiatischen Oasen und damit zum Norden des Kontinents. Aller Verkehr vom Pendschab nach Kaschgar und Jarkent in Ostturkestan, und der Verkehr von Tibet und damit China mit dem indischen Nordwesten geht von Kaschmir durch das Sindtal nach der Landschaft Ladāk, von deren Hauptstadt Leh die Karawanenpfade ausstrahlen über dem Kārākorępmpaß oder die Lingzīhtang-Hochflächen nach Jarkent, über den Rudok-See und das Industal nach Gartok, Schigatse und Lhasa. Und zu fast drei Vierteln des Jahres kann auch die Verbindung mit Baltistān nur auf dem Wege durch das Sindtal aufrecht erhalten werden, weil die Déusī-Hochfläche alsdann unter Schnee vergraben liegt.

Auf Einzelheiten des Weges durch das Sindtal sei hier nur kurz eingegangen. Sie werden genauer behandelt im Abschnitt: Bemerkungen über die eiszeitliche Vergletscherung im Transhimalaya. Bei Gagangir, einen halben Tagesmarsch oberhalb der Rundhöckerlandschaft von Gund, hat der Fluß eine Enge durchsägt. Der Weg ersteigt sodann die mit prachtvollen Fichten bestandene Moränenstufe von Thajwaß, über der in 2550 m Meereshöhe der blumenreiche Wiesengrund von Sonamarg sich dehnt. Von hier zieht sich das Tal noch 12 km aufwärts, und im Hintergrund erhebt sich das schneebedeckte und von Gletschern durchfurchte Gipfelmassiv des Kanipatr, das sich bis zu etwa 5500 m erhebt. Am Fuße dieses Massivs liegt die Ansiedlung Baltal. Hier verzweigt sich das Sindtal. Der längere Quellarm, Pandschitarni genannt, kommt von SO; einer seiner rechten Zuflüsse entsteht in der dem Schiwa geweihten Höhle Amarnāth[2]), einer der heiligsten Stätten der Hindus. Der kürzere Arm kommt steil herunter vom Sodschi-La, und zwar in der Richtung des bisherigen Tales.

Der Sodschi-La ist die tiefste Einsattelung der Hauptkette des Himalaya überhaupt, seine Meereshöhe übersteigt nicht 3450 m; er bedeutet die wichtigste Paßverbindung zwischen Hochasien und Indien, und wurde bereits von Oldham[3]) als ein Beispiel für die rückschreitende Erosion der südlichen Himalayaflüsse, als Argument für seine Theorie der rückwärtigen Durchsägung des Himalaya durch die indischen Ströme hingestellt. Grund genug, daß wir uns seine Formverhältnisse genauer betrachten.

---

[1]) Griesbach, Memoirs XXIII, S. 87.

[2]) Über die Wallfahrt nach Amarnāth berichtet Vigne, Travels in Kashmir, Ladak, Iskardo usw. London 1842, Bd II, S. 7ff.

[3]) R. D. Oldham, The River Valleys of the Himalayas. The Journal of the Manchester Geographical Society, Bd IX, 1893.

Baltal. Aufstieg zum Sodschi-La.



➤ Sindtal

Rückblick ins obere Sind-Tal (Pandschitarni-Arm) beim Aufstieg zum Sodschi-La.

Baltal liegt etwa 2850 m hoch[1]). Nur 600 m beträgt der Aufstieg zum Sodschi-La. Mit dem Eintritt in das Baltaltal hört der großartige Gebirgshintergrund auf. Man blickt in einen Talkessel, in dem der Fluß in einem nach links (perspektivisch gesprochen) offenen Bogen herabkommt, so daß sein Ursprung durch eine von rechts vorspringende Felskulisse verdeckt ist. Geradeaus erscheint das Tal durch eine Wand abgeschlossen, die mit kuppiger Oberfläche endigt. In diesen »Mittelgebirgs«rücken ist oben ein Felsabsturz eingeschnitten. Der Kenner der deutschen Mittelgebirge möchte an das Riesengebirge erinnert sein, zumal an den Elbgrund, und für die Entstehung dieses Hintergehänges des Baltal-»Grundes« ähnliche Entstehung vermuten, wie für die Hintergehänge des Elbgrundes. Tektonisch[2]) gesprochen, entspricht der Sodschi-La-Kamm einer Antiklinale, einer Aufwölbung der altpaläozoischen Schiefer und gneisartigen Gesteine der sog. Pandschālformation, während bei Sonamarg, südlich dieses Kammes, und bei Matāyan, nördlich desselben, die triadischen Gesteine anstehen, bei Matāyan sogar in wahrhaft an die Dolomiten erinnernden Denudationsformen aufragend. Die Lagerung ist die der übermäßigen Wölbung; die Pandschālschichten des Kammes ruhen auf dem Mesozoikum des Sindtales, entsprechend der allgemeinen Tendenz der Himalayafaltung von NO nach SW.

Der Pfad führt von Baltal an am (hydrographisch) rechten Ufer des Baltalflüßchens, überschreitet dann einen sehr mächtigen, in einer Schlucht des rechten Gehänges herab-

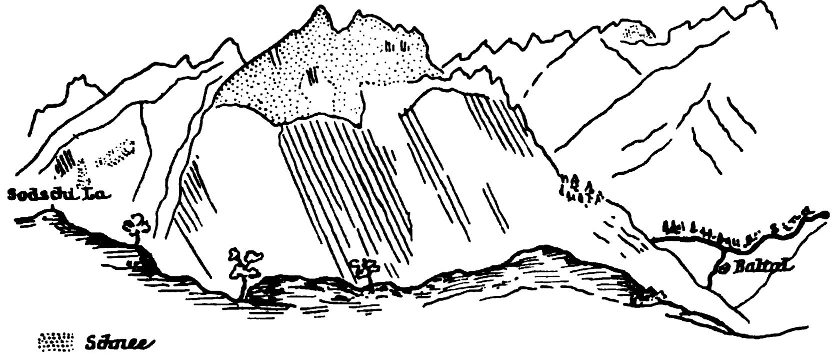


Fig. 13. Sodschi-La. Blick über den Einschnitt des Baltalflusses hinweg auf die linke Talseite (Kanipatrmassiv).

kommenden Lawinenkegel und gewinnt in diesem aufsteigend größere Höhe am Seitengehänge, das nunmehr so ziemlich waldentblößt ist. Nach kurzer Zeit tritt er in die Felswand über, die in den »Mittelgebirgsrücken« der Paßhöhe eingeschnitten ist. Das landschaftliche Bild wird äußerst malerisch. Man reitet auf sehr schmalem aber gut gebahntem Pfade hinauf längs des Felsgehänges, in dessen Fugen breitstämmige kurze Birken angesiedelt sind. Auch von der anderen Seite ziehen die Felswände herbei, und tief unten, für den Blick meist verborgen, braust der Baltalfluß über die Gesteinstrümmer seines Bettes. Der violette Ton der Pandschālgesteine, das frische Weiß und Grün der Birken erhöhen den malerischen Reiz des Weges, von dem uns nur vielleicht eine begegnende Pony-Karawane ablenkt, der auszuweichen auf dem schwindlig steilen, schmalen, und noch dazu durch Gesteinsstufen und Baumwerk behinderten Wege seine Schwierigkeit hat. Nun treten die Felswände zusammen oder fast zusammen, ein kurzer Anstieg, und die Paßhöhe ist erreicht, 2½ Stunden nach Aufbruch von Baltal, alle Aufenthalte eingerechnet, wie sie das Gehen in großer Karawane mit sich bringt.

Da eine Überraschung. Die Paßhöhe ist erreicht, ein Steinhaufen ist aufgeschichtet, Zweige mit Fähnchen und Wimpeln, sind von frommen Mohammedanern hineingesteckt. Man

---

[1]) Schätzung bei Neve, The Tourist's Guide to Kashmir usw.
[2]) Lydekker, Mem. XXII, S. 146.

steht auf der gewölbten Jochhöhe, die man von unten her als Talschluß angesprochen hatte, auch von der gegenüberliegenden — südöstlichen — Seite springt so etwas wie der Stumpf eines Jochansatzes vor. Aber die Gehänge schließen nicht aneinander. Man steht auf dem höchsten Punkte, von dem man in eine Talniederung abzusteigen hat, auf dem Punkte, der Sodschi-La genannt wird, und »La« heißt »Paß«. Aber die Jochhöhe ist durchschnitten. Sie besteht aus mächtigen, zum Sindtal zurückfallenden, fast senkrecht stehenden Schiefer- oder Gneisplatten, aber hunderte von Metern hoch ragen ihre Schichtköpfe in die freie Luft, von drüben und wohl auch von hüben: Die Jochhöhe von Sodschi-La ist heute keine Wasserscheide mehr, der Baltalarm des Sindflusses hat, von W her sein Tal verlängernd, die Jochhöhe durchsägt, er entspringt heute weiter rückwärts in tibetischem Land. Sodschi-La ist eine »obsolete Paßhöhe«, nur noch ein Punkt im Seitengehänge; aufgesucht nur noch darum, weil die Schlucht selbst ungangbar ist; man ersteigt die alte Paßhöhe, wie ja jede Überwindung einer Wand ein im Sinne des Höhegewinnens zweckloses Auf- und wieder Absteigen zur Folge hat.

Aber ganz schmal, ein wahres Felstor ist das Baltaltal auf einmal geworden. Man kann den Fluß weder sehen noch hören, man blickt über die Schlucht hinweg zu dem Jochrückenansatz der gegenüberliegenden Seite. Aber nur auf eine ganz kurze Strecke; alsdann steigt man durch ein Birkenwäldchen am Gehänge ziemlich steil hinab, kommt wieder in die Felsen und erreicht das nur etwa 50 m tief in die alte Jochhöhe eingesenkte Tal des Baltalflusses. Aber man sieht kein Wasser mehr, nicht nur der Bach ist überbrückt, sondern das ganze Tal ist ausgefüllt von Schnee, Lawinenschnee. Wirft man noch einen Blick talauswärts, so bemerkt man nur, wie das Felsgehänge aus einem Schuttfuß hervorragt, und daß auf diesem Schutte, wie ein Lawinengletscher, der Schnee liegt. Weiter unterhalb wird das Tal zur Schlucht, die Felsstürze treten dichter zusammen, man bemerkt den Jochrückenansatz der linken Talwand: unter diesem mag die Stelle liegen, wo aus dem Lawinenschnee der Baltalbach heraustritt.

Die Schwierigkeit des Weges, die Anstrengung des Steigens, die Notwendigkeit, auf jeden Schritt Acht zu haben ist vorüber, wenn man auf dem Schnee des Schluchtgrundes angekommen ist. Von jetzt ab geht man auf dem Rücken des verhärteten Schnees, oder links oder rechts, je nachdem der Schnee vom Gehänge abgetaut ist. Bald merkt man kein Ansteigen des Tales mehr, wenigstens nicht an den Formen der Gehänge oder der Talsohle.

Aber jedenfalls befindet man sich in gänzlich andersartigem Lande als bisher. Größere Gegensätze lassen sich kaum ausdenken, als man sie auf der kurzen Wanderung von Baltal nach Metschuhoi erlebt. Vom Sodschi-La blickt man herab in das tief eingeschnittene Sindtal von Kaschmir, wo Wälder von riesigen Deodarzedern und der Himalayatanne (Abies Webbiana) von den Gehängen herab in die Talgründe ziehen; diese selbst tragen saftige Wiesen, ein Bild des Blühens und des Reichtums. Mit dem Anstieg zu dem Sodschi-La erhebt man sich allerdings über die obere Grenze der großen Nadelwälder, ja überhaupt über die Grenze des Nadelbaumwuchses. Aber die schöne, stämmige Birke kommt noch über den Wäldern fort, sie paßt sich der Form der Felshänge an, sie wurzelt im Fels und hängt frei ins Leere hinaus, sie biegt ihren Stamm, wie es die Richtung des Windes verlangt. Und diese Birke — deren Rinde, nebenbei gesagt, als Schreibmaterial und zum Verpacken feiner Gegenstände gebraucht wird und daher Handelsgegenstand ist —, zieht sich in dürftigen Beständen auch noch über die alte Jochhöhe hin, umkleidet, allerdings nur streckenweise und dünn stehend, die Felsabhänge der jenseitigen Schlucht, vielleicht 1 km weit. Aldann hört aber wie mit einem Schlage jeder Baumwuchs auf, und obwohl die höchste Höhe, die selbst nur 3450 m betrug, überschritten ist, und der Weg



Der Einschnitt des Baltal-Flusses in die alte Paßhöhe von Sodschi-La, talabwärts gesehen.

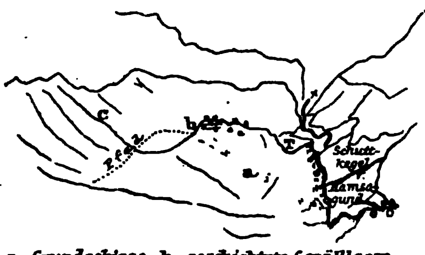
Einmündung des Kanipatr-Flüßchens in das neugewonnene Talstück des Baltal-Flusses.

Zwischen Block und Sand steht alsdann klares grünes Wasser, frei von Schlammtrübe, während der Indus mit Sandbänken in den Uferkonvexen gelbgrau gleich daneben vorüberfließt. Das linke Gehänge wird gebildet durch eine vielleicht 200 m mächtige Terrasse, die in ihrem Kerne aus feinen hellgrauen Sanden besteht, die geschichtet oder gebankt sind. Innerhalb dieser Bankung aber zeigen sie noch eine Feinschichtung, oder besser gesagt: Feinschichtungen. Vielfach kann man geradezu von Schieferung reden. Manche Lagen sind fein gefaltet, und stellenweise kommt in den Zwischenlagen eine Art schräg zu dieser Faltung verlaufender transversaler Schieferung vor. Die eigentümlichsten, sonst von mir noch nie gesehenen Mikrostrukturen finden sich hier: Eigenstörungen einzelner Lagen; leichte Wellung der je 20 cm voneinander abstehenden Schichtungslagen a, c, e, gleichmäßige Schrägstellung der dazwischen folgenden Schichtungslagen b und d. Eisdruck kann niemals diese feinen und gar erst diese alternierenden Störungen hervorbringen. Es handelt sich weder um Deltaschichtung, noch auch um die von Walther[1]) geschilderte, durch Wandern von Dünen oder Sandbänken hervorgerufene Diagonalschichtung. Es hat hier vielmehr eine wahre Periodizität der Ablagerung und der Störung stattgefunden. Ich kann nur an Wirkung des fließenden Wassers denken, doch muß die Erklärung dieser Erscheinung genauerer Untersuchung vorbehalten bleiben. Außer den geschieferten Sandlagen finden sich geschichtete Geröllagen, aber deren Gerölle erreichen Durchmesser von höchstens 30 cm, also etwa die Größe der Gerölle des heutigen Flusses. Unregelmäßige Lager von Blöcken finden sich meinen Notizen nach gleichfalls. Sie scheinen Bergsturztrümmer zu sein.

Fig. 15. Mikrostrukturen in den grauen Sanden.

Das Bild, das diese Terrasse liefert, scheint uns also dafür zu sprechen, daß auch zur Zeit jener Akkumulation ein Fluß von dem Charakter des heutigen, mit starkem Schlammgehalt, geringer Geröllgröße durch Wüstengebiet floß, so daß Überschüttung der Ufer mit Sinkstoff und Verwitterung der Gehänge an der Zuschüttung des Tales arbeiteten.

Ihre ganze Breite und Mächtigkeit entfaltet diese Terrasse bei Tarkuta (Tarkati). Hier liegt die Terrasse zur Seite des Flusses, der, eine Schleife durchschneidend, sein Bett in das Grundgebirge eingetieft hat, das aus senkrecht stehenden geschichteten Gneisen besteht. Es ragt hier ein etwa 100 m hoher Resthügel des Grundgebirges auf, dessen Wand rechts steil zum Flusse abstürzt, während er links von den weichen Formen der Terrasse umflossen ist. Die Schuttgehänge der Terrasse sind allseitig scharf von ihm abgesetzt, und sie selbst ist durch eine breite Schlucht und viele Nebenschluchten aufgeschlossen, so daß sie nicht als unverletzte Terrasse mit steiler Kante, sondern vielfach verwaschen und erniedrigt uns entgegentritt. Sie besteht in der Hauptsache jedenfalls aus den erwähnten feinen, weißgrauen Sanden. Darin kommen Geröllagen vor. Diese können Ablagerungen von kleinen Nebenflüssen sein. Aber auch Blocklager kommen vor, und zwar gänzlich unabgenutztes Material, was auf Bergsturztrümmer zurückgehen mag, und kantig gerundete Trümmer, die ich für Moräne, und zwar von kleinen Seitengletschern, hielt, die zur Eiszeit in das Industal hinabgestiegen sein mögen. Geschichtete Geröllagen bedecken auch die höchste Aufragung des erwähnten Resthügels. Die grauweißen Sande zeigen auch bei Tarkuta wieder stellenweise die Schieferungs- und Fältelungserscheinungen.



a. Grundgebirge, b. geschichtete Geröllager
c. Schuttgehänge d. alten Terrasse, T. Tarkuta.
Fig 16. Die Terrasse bei Tarkuta.

[1]) J. Walther, Die Denudation in der Wüste. Abh. d. Kgl. sächs. Ges. d. Wiss. Math.-phys. Klasse. Bd XVI, S. 519. — Derselbe, Die Adamsbrücke und die Korallenriffe der Palkstraße. Pet. Mitt., Erg.-Heft 102, S. 11.

Indus-Tal bei Tarkuta, gegen aufwärts gesehen.

Fluviatile Sande im Indus-Tal.

Fluviatile Sande im Indus-Tal.

Wüstencharakter des Indus-Tales, kurz oberhalb der Einmündung des Schayok.



Das Indus-Tal bei Ghol.

Abstürze sind zum Teil verschüttet und in Schuttböschung verwandelt. Gegenüber dieser Seitenschlucht erscheint das Haupttal »übertieft«. Eine in ähnlicher Weise mündende Schlucht folgt kurz darauf. Bei Narh ist rechts der Einmündung einer dritten derartigen Schlucht ein riesiger Rundbuckel aus dem Gehänge herausgeschnitten. Diese Formen sind entschieden glazialer Natur. Ganz im Gegensatz zu dem Wüstencharakter des Industals weiter oberhalb. Die Seitenschluchten sind in der Erosion zurückgeblieben, während das Industal ausgeräumt, ausgetieft und ausgeweitet wurde — vom großen Schayokgletscher.

Fig. 18. Einmündung des Baches von Nerwitū in das übertiefte Industal.

Nun verstehen wir den hohen Betrag der Zuschüttung des Industals in Oberbaltistān. Der Schayokgletscher erfüllte das Tal 300 m hoch oder noch mehr. Der Indus aber vermochte die Eisbarriere nicht zu durchbrechen, er floß wie heute, wurde aufgestaut und setzte seine Gerölle, vor allem aber den gewaltigen Betrag seiner Schlammtrübe, die grauen Sande, ab, so fortwährend sein Bett erhöhend.

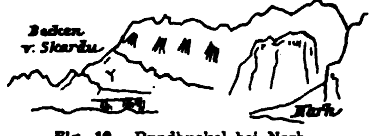


Fig. 19. Rundbuckel bei Narh.

Vom Becken von Skārdū, in das der Indus nunmehr eintritt, soll in einem besonderen Abschnitt die Rede sein. Es unterbricht den normalen Engtalcharakter des Industals, gehorcht in seiner Ausgestaltung seinen eigenen Gesetzen. In diesem Zusammenhang können wir es daher übergehen und uns gleich der Betrachtung des Induslaufs unterhalb des Beckens von Skārdū zuwenden, das ist dem letzten, untersten Teile des großen Längstals; und zwar entnehmen wir unsere Kenntnis dieser Talstrecke den knappen aber treffenden Bemerkungen, mit denen Drew den Charakter derselben wiedergibt[1]). Bei Katsura, wo die Talebene des Indus sich ziemlich plötzlich verengt, beginnt der wildeste, engste Teil des Längstales, wie er in Baltistān nicht seinesgleichen hat und der, worauf Drew aufmerksam macht, dieselben Erscheinungen zeigt, wie das Industal in Niederladāk, wo der Fluß nach Verlassen der eocänen Schieferzone in das Gneismassiv eintritt. Der Indus fließt in einer wahren Schlucht, aus der, oft ohne Unterbrechung, oft nur durch schmale Schotterleisten gestuft, die felsig öden Gehänge steil bis senkrecht sich erheben. 200—300 m tief ist der unterste, engste Teil, die jugendliche Erosionsfurche. Sie trägt kleine Schotterplateaus, wie das, auf dem der Hauptort dieses Talabschnitts, Rondū, liegt. Darüber erheben sich die Gehänge erst zu ihrer ganzen Höhe, aber in einem etwas flacheren Winkel; so daß, wie Drew sehr treffend bemerkt, es scheint, als ob das letzte Tiefereinschneiden mit einer anderen Säge ausgeführt worden sei. Drew, der den Pfad längs des Südgehänges begangen hat, und Thomson[2]), der rechts des Flusses hinzog, stimmen darin überein, daß diese Wegstrecke die schlimmste in ganz Kaschmir ist. Der Pfad, rechts wie links des Flusses, steigt auf und nieder, erhebt sich bald 100 m, bald 1000 m, ja an einer Stelle 1300 m über den Fluß, an manchen Stellen sind Leitern angebracht, mit denen man Felswände zu überwinden hat. Infolgedessen meidet der Verkehr dieses Tal, und sucht, solange nicht der Schnee auch das unmöglich macht, die hochgelegenen ins Astortal hinüberführenden Pässe im S auf.

Rondū, der Hauptort, liegt etwa 100 m über dem Flusse auf einer Felsleiste, die von einem Nebenbach zerschnitten ist, dessen Schlucht sich hier auf 10 m verengt hat. Natürlich ist der Indus hier gänzlich unzugänglich, die Verbindung zwischen beiden Uferwänden wird durch eine schwingende Flechtbrücke hergestellt (»one of the worst bridges in the Himalayas« sagt Neve nach Dr. Rudduck). Gegenüber mündet das Tal von Thawar,

[1]) Drew, a. a. O. S. 265 und 373 ff.
[2]) Th. Thomson, Western Himalaya and Tibet. London 1852, S. 250 ff.

das nach Thomson[1]) ein mäßiges Gefälle hat bis kurz vor der Einmündung in den Indus. Hier ist es gesperrt durch eine gewaltige Blockanhäufung, in der es eine steilwandige Schlucht eingetieft hat. Diese Blockanhäufung hält Thomson für eine Moräne eines »Thawargletschers«, was seine Richtigkeit haben dürfte.

Denn das Industal erscheint zu eng und schluchtartig, um einen Gletscher beherbergt zu haben; wohl aber muß im Thawartal des Eis zum Indus heruntergestiegen sein. Hier wurde es aufgestaut und baute seine Moränen auf.

Fließen schon über diese Teilstrecke des Industals die Nachrichten sehr dürftig — aus neuerer Zeit wüßte ich nur die kurzen Angaben bei Neve[2]) zu nennen, die den Pfad der rechten Talseite von Skärdū bis Mendi (gegenüber Rondū) beschreiben — so ist mir für die Strecke von Rondū bis zur Indusschleife bei Bandschi nur eine ganz ungenügende, rein touristische Beschreibung bekannt. Auch hier herrscht derselbe Talcharakter wie bisher. An einer Stelle führt der Pfad (der rechten Seite) 150 m über dem Flusse an geradezu senkrechter Wand hin.

Die Indusschleife bei Bandschi bedeutet den Schluß des großen Längstals. Sie leitet über in die gleichfalls noch gänzlich unbekannte Durchbruchsstrecke, wenn überhaupt von einer solchen geredet werden soll. Von der Höhe des Harẹmosch-Eispasses sah ich am 23. August 1902 von über 5000 m Meereshöhe dort hin. Es war aber weiter nichts wahrzunehmen, als daß der Fluß einen niedrigen, oben abgestutzten Block umfließt, daß also auch im Indusknie wenigstens zwei Stadien der Talvertiefung zu erkennen sind.

Henry Zough Darrah gibt in dem Werke »Sport in the Highlands of Kashmir« (London 1898) unter anderem auch die Schilderung eines längeren Jagdaufenthaltes im Gebiet des Indusknies. Auch eine Kartenskizze »The great bend of the Indus« in 1:63360 (1 inch = 1 mile) ist beigegeben. Aber wenn auch die Karte durch eigene Eintragungen des Verfassers einen Fortschritt darstellt gegen das Blatt 27 des Atlas of India, so ist der nur die sportlichen Erlebnisse wiedergebenden Schilderung wenig für uns Wertvolles zu entnehmen.

Obwohl der Verfasser den von uns nur aus der Ferne erblickten Bergrücken im Indusknie der Länge nach beschritt — er nennt ihn Burme Range —, so geht doch aus der Beschreibung nicht hervor, ob die Oberfläche eine Verebnung oder einen Grat darstellt. Auch nicht, welche relative Höhe er erreicht, oder in welcher Höhe Terrassen ausgebildet sind. Vom Industal in der Schleife erfahren wir, daß bei der Einbiegung in die Schleife die Gehänge außerordentlich steil sind (die Kartenskizze verzeichnet: precipice), und daß der Pfad von Schongus (noch im Längstal gelegen) nach der warmen Quelle Garmpani[3]) (an dem süd-nördlich gerichteten Laufstück des Flusses) das Flußtal verläßt und hoch über dem Flusse das Gebirge traversiert.

An der Umbiegstelle münden von N her zwei Täler, Dschutyāl Nallah und Khaltar Nallah, beider Flüsse von gewaltigen Gletschern gespeist. Von den über 6000 m hohen Schneegipfeln im Hintergrund dieser Täler zieht ein Gebirgskamm nach S, der sich schließlich zu einem breiten Plateau verflacht, das, wie es scheint, nur durch die Umbiegungsschlucht des Indus selbst von der ebenso niedrigen, plateauförmigen Gebirgsausfüllung des Indusknies getrennt wird.

Darrah erwähnt die Plateauform nur vom Rücken zwischen Dschutyāl und Khaltar, und es wäre möglich, daß die von mir gesehene Terrasse mit dieser nördlichen Fortsetzung des Indussporns identisch ist und nicht mit diesem selbst. Auch spricht die Karte dafür. Aber die vom Harẹmosch-Eispaß aus von mir gepeilte Richtung scheint dagegen zu sprechen.

Auf jeden Fall sind am Indusknie zwei Stadien der Talvertiefung zu erkennen.

Einen Blick auf den unteren Teil der Flußschleife, wo also bereits der Übergang in die Quertalstrecke stattgefunden hat, läßt uns Drew an der Stelle tun, wo er den Übertritt des Gilgitweges in das Industal schildert[4]).

Auch das Tal des Astorflusses bildet kurz vor der Einmündung eine unwegsame Enge. Der Weg hat daher den Bergsporn der linken Seite in dem über 1500 m relativ hohen Hattū Pir zu überschreiten. Bandschi selbst liegt in einer sandigen Fläche, nach Drew 80 m über dem Indus. Unterhalb Bandschi, in der Landschaft Tschilās, wo der Fluß noch auf eine kurze Strecke wieder in der Richtung eines Längsflusses läuft, fließt er in einer

[1]) Thomson, a. a. O. S. 254f.
[2]) Neve, a. a. O. S. 119f.
[3]) Hindostani garm = warm, pani = Wasser.
[4]) Drew, a. a. O. S. 404ff.

Meereshöhe von nur noch wenig über 1000 m. Aus dieser Schlucht erheben sich die Gehänge auf über 5000 m, so daß hier erst die geleistete Erosion ihr größtes Ausmaß erreicht zu haben scheint. Die Hochgipfel erreichen alle gleichmäßig 6400 m; darüber erheben sich nur die gewaltigen »Dents« des Rakipūschi und Nanga Parbat, so daß einem unbefangenen Beobachter wie dem Lt.-Colonel Tanner vom Indischen Trigonometrical Survey längst eine morphologische Tatsache auffiel, die Lydekker, von Tanner darauf aufmerksam gemacht, veranlaßt hat, hier eine alte Ebene mariner Abrasion zu erblicken[1]). Auch mir fielen, als ich vom Harȩmosch-Eispaß gen W herabblickte, die leicht gezackten, bis zu einem Niveau aufragenden Querkämme jenseit der Indusschleife auf, aus denen sich nur Rakipūschi und Dubonni als spitze Zähne erhoben. Gleiches Gipfelniveau der Gebirgskämme, darüber aufragende hohe Einzelgipfel, steilwandige, tief eingeschnittene Schluchten, deren tiefe Sohlenlage in keinem Verhältnis steht zu der »Erhebung« der Kämme und Gipfel. Sprechen wir statt von einer Ebene mariner Abrasion von einer gehobenen Fastebene, so glauben wir die Entstehung der Indusschlucht uns am besten erklären, den Formcharakter des Industals am besten begreifen zu können. Marine Abrasion hat hier allerdings, und zwar vermutlich mehr als einmal, gewirkt. Aber die Zerstörung eben der Folgeerscheinung mariner Abrasion, des Deckgebirges, ist durch die atmosphärische Denudation bewirkt worden, die parallel ging mit dem Aufsteigen des Gebirges zu so ungeheurer Höhe, und gerade die hier so klar ausgesprochene Konstanz des Kammniveaus erlaubt uns, bis zu genauerer Kenntnis von einer gehobenen Ebene subaërischer Denudation zu reden.

Aus der bevorstehenden Betrachtung ergibt sich nicht viel, was geeignet wäre, Licht auf die Entstehung des Industals zu werfen. Die Oberfläche, auf der das Längstal des Indus sich ausbildete, ist längst zerstört, sie ist erkenntlich nur noch auf der Strecke, wo der Induslauf an der Stelle der eocänen Meeresbucht oder wenigstens Meeresküste von Ladāk liegt. Das einzige, was wir erkennen, sind die intensiven Hebungsvorgänge, denen das Gebirge ausgesetzt war oder noch ist, als deren Folge wir das Induslängental in Gestalt einer der wildesten und zugleich längsten Erosionsschluchten der Erde vor uns sehen.

VII. Das Becken von Skārdū

als Beispiel für die Wirkung von Vergletscherung und Verwüstung.

Auf die ganze Strecke von der noch zu den tibetischen Hochtälern gehörigen Talebene des Kokzhung bis zum Verlassen des Längstals gibt es nur eine wirkliche Unterbrechung des Indus-»Tals«. Nur einmal wird der Verlauf des Engtals nicht durch eine bloße »Talweitung«, sondern durch ein »Talbecken« unterbrochen; wenn wir nämlich mit Talweitung eine lediglich den Gesetzen der Erosion entsprechende Verbreiterung der Talsohle bezeichnen, mit Talbecken aber eine wahrscheinlich tektonisch bedingte Hohlform, die vom fließenden Wasser aufgesucht worden ist und entweder einem Flußsystem einverleibt wurde oder selbst die Ursache zur Entwicklung eines Flußsystems abgab.

Dieses Becken von Skārdū bezeichnet den Zusammenfluß des Indus mit dem Abfluß der gewaltigsten Gletscher nicht nur der Hochzone des Himalaya, sondern der außerpolaren

---

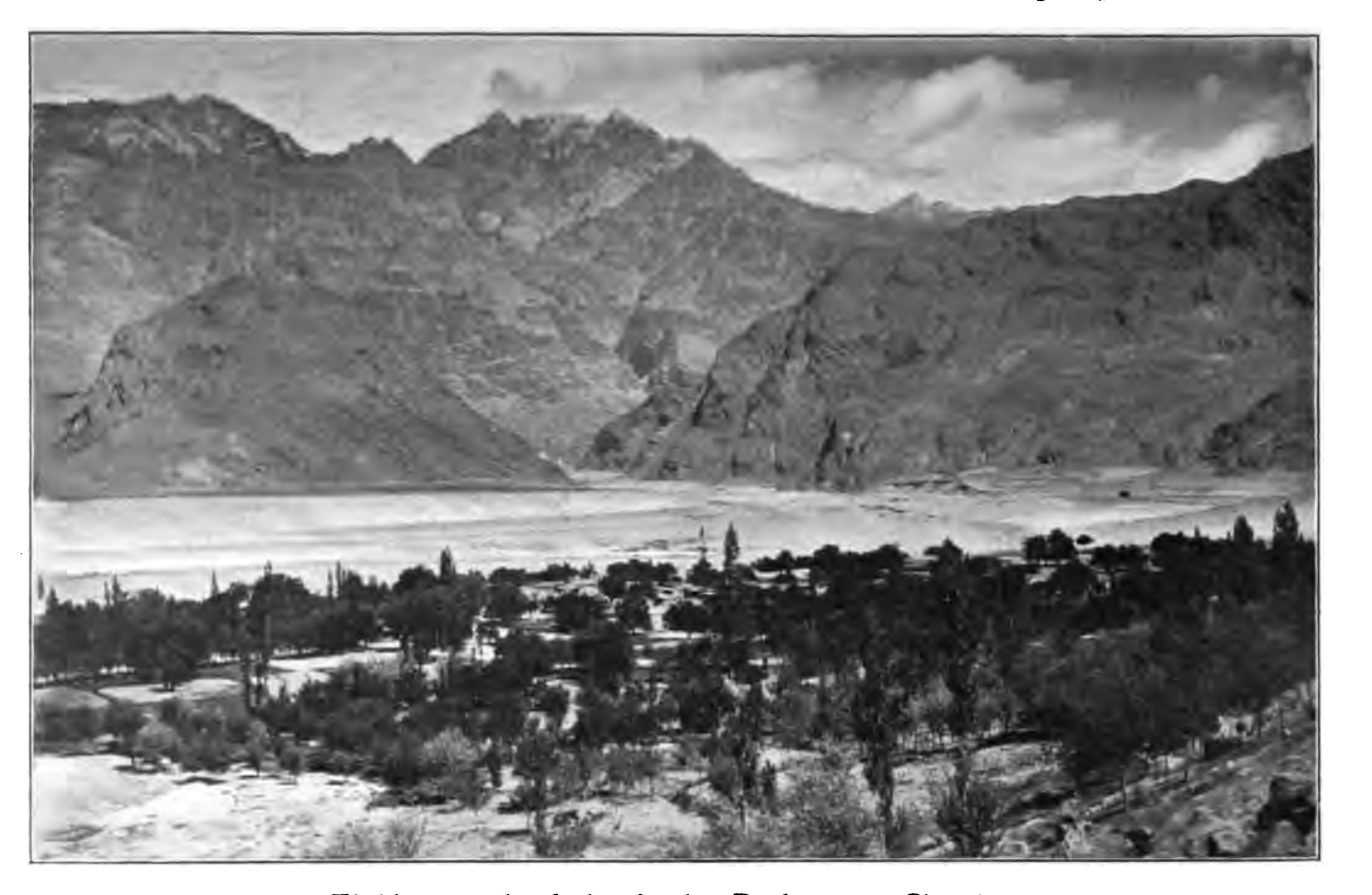
[1]) Lydekker, Memoirs XXII, S. 30f.

Erde überhaupt. Und zwar scheinen nicht etwa diese Gletscher mit ihren Abflüssen das Becken geschaffen zu haben, sondern umgekehrt hat das Becken die Abflüsse der Gletscher zu sich angezogen, so daß die Sammelader der Gletscherwässer, der Schigarfluß, gezwungen ist, gewissermaßen widersinnig, gegen den Indus zurück zu strömen. Erst im Becken selbst biegt er mit scharfer Wendung in die natürliche Stromrichtung ein.

Wir befinden uns im großen Gneismassiv von Ladāk — Baltistān. Die geologische Übersichtskarte gibt aber gerade als südliche Begrenzung des Beckens von Skārdū Gesteine von Lydekkers Pandschālsystem, also des Paläozoikums, an; und ebenso bemerkte ich, daß auch bei der Einbiegung des Industals in das Becken am Gehänge metamorphosierte Schichtgesteine anstehen, daß der Burgberg von Skārdū und der Bergsporn von Strongdokmo zum Teil wenigstens aus jüngeren Gesteinen zusammengesetzt sind. Doch ist es nicht nötig, das Auftreten des Talbeckens als von dem Auftreten dieser Gesteine abhängig anzusehen. Erstens ist es gar nicht ausgemacht, daß diese Gesteine wirklich leichter zerstörbar sind als der Gneis, und zweitens sind diese eingefalteten jüngeren Gesteine wohl nicht einzig in ihrer Art, sondern nur gerade hier gefunden, weil hier das Gneismassiv durch die tiefen Talbildungen erschlossen ist wie anderswo nicht.

Das Becken, morphologisch gesprochen, ist zu unterscheiden von der Flußebene. Die Flußebenen sind nur Einzelheiten in der Gesamtheit des Beckens. Der Indus, der vorher etwa nördlich geflossen ist, schwenkt knieförmig ein, um in flachem, gegen NO offenem Bogen in nordwestlicher Richtung das Becken zu durchfließen. Gerade auf das obere Knie zu fließt nun der Schigar, doch nur, um 6 km davor abzubiegen und in der normalen Abdachungsrichtung (gegen WSW) fließend den Indus im mittleren Teile des Beckens zu erreichen. In früherer Zeit mag der Schigar gerade auf das Knie zugeflossen sein, vielleicht war er der Hauptfluß, zur Zeit, als der Indus noch nach O zur Bucht des Eocänmeeres von Ladāk abfloß, und der Indus von Rondū und Bandschi noch ein Nebenfluß war[1]). In den Winkel zwischen Indus und Schigar springt ein Bergsporn des Nordgehänges vor; ich nenne ihn nach einer Lokalität daselbst den Bergsporn von Strongdokmo. Er erhebt sich in seinem äußersten, westlichsten Ausläufer noch 300 m über die Talsohle und trennt, obwohl mehrfach unterbrochen, den Indus vom Schigar, nur daß der Indus auf höchst wunderbare Weise das westliche Ende dieses Bergsporns durchbrochen hat. Steht man in der Flußebene selbst oder auf der Terrasse von Skārdū, so tritt die Einsicht in die genetische Zusammengehörigkeit von Indusebene und Schigarebene zurück. Doch wenn man sich am Gehänge in die Höhe erhebt, wie auf dem Wege nach Déusī, und wenn man wahrnimmt, wie der Bergsporn von Strongdokmo eine ganz plötzliche Erniedrigung des Kammes darstellt — in seiner streichenden Fortsetzung erhebt sich der Kamm im Schimschak zu 5600 m —, so sieht man, wie der Bergsporn gleichsam nur den Rest eines Talbodens darstellt. Nicht das Becken von Skārdū ist sichelförmig gestaltet, nur die heutigen Flußebenen haben diese Gestalt, und wir können uns die Entstehungsgeschichte des Skārdūbeckens in der Weise vorstellen, daß wir die Erosion (auf Grund einer vermutlich vorgebildeten Hohlform) bis zum Niveau des Bergsporns von Strongdokmo vorgeschritten annehmen, so daß der Schigar in dieser Höhe gegen das obere Indusknie abfließt. Dann durch irgendwelche Vorgänge, etwa eine Hebung des ganzen Gebirges, tritt Tieferlegung der Erosionsrinnen ein, Indusrinne und Schigarrinne werden wieder individualisiert. Der Schigar, der mittlerweile als normaler Auenfluß, dem Hauptfluß parallel, nach WSW abgeschwenkt war, behält diese Richtung bei, und jetzt erst schneidet sich der trennende Bergrücken von Strongdokmo aus dem alten Talboden heraus.

[1]) Lydekker, Memoirs XXII, S. 30.



Einbiegung des Indus in das Becken von Skārdū.
(Links der erste der Felsklötze, im Vordergrund die Oase von Thorgu.)

Die beiden westlichsten Felsklötze im Becken von Skārdū.

Ergänzen wir uns das ursprüngliche Talbecken, so erhalten wir also eine Talebene von etwa 32 km Länge und 12 km Breite[1]). Zur Beurteilung der Höhenlage stehen nur sehr mangelhafte Angaben zur Verfügung. Trigonometrischer Punkt ist der Gipfel oder eine dem Gipfel benachbarte Stelle des Burgberges von Skārdū. Die Karte des Atlas of India gibt ihm 8867, die North Western Trans Frontier 8853 Fuß. Das sind also 2668 (oder 2664) m für die westlichste Kuppe des Bergsporns von Strongdokmo. Für Skārdū liegt eine Höhenangabe nicht vor; die Côte von 7701, die auf der Trans Frontier dem Namen

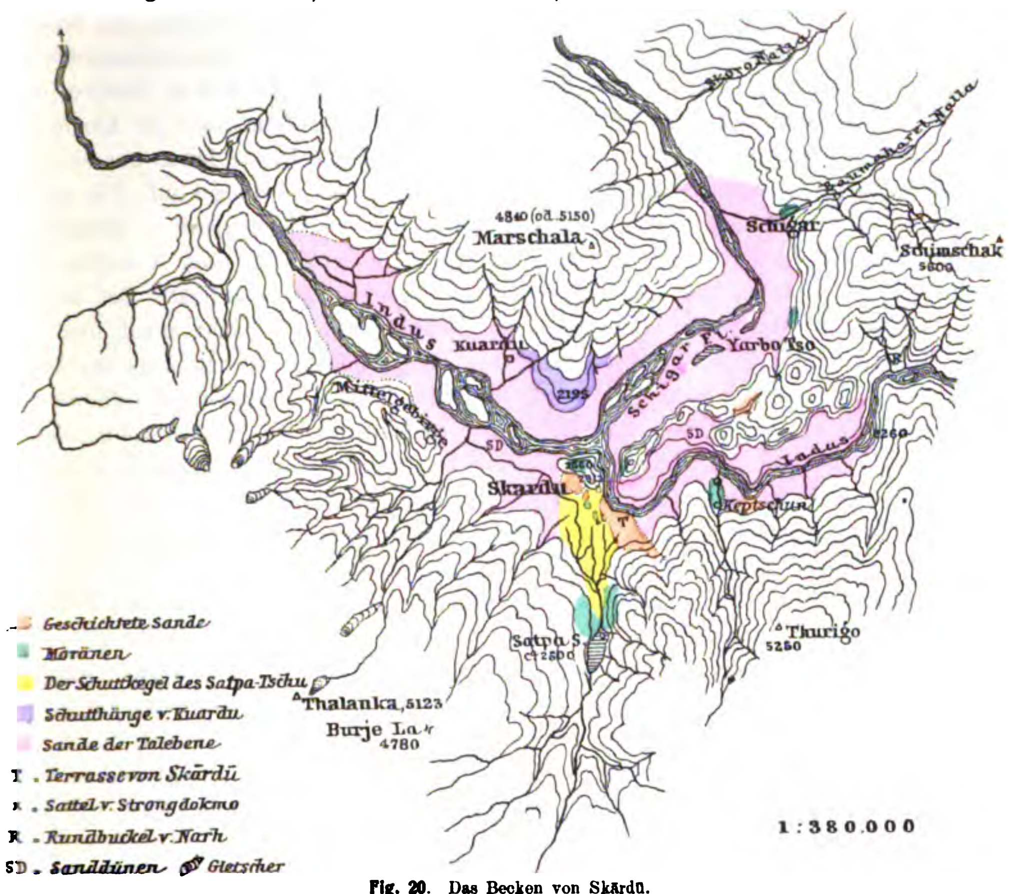


Fig. 20. Das Becken von Skārdū.
Hydrographisches Netz der »Northern Trans Frontier Sheet 3 NE« entnommen. Geländezeichnung und geologische Signaturen nach eigenen Beobachtungen.

Skārdū beigedruckt ist, 2313 m, mag sich auf das Kastell beziehen, das in halber Höhe des Burgberges am Ostabhang auf einem Felsabsatz steht[2]). Eine in der Trans Frontier enthaltene Aneroidablesung im Indusbett selbst beim oberen Beginn des Beckens, bestimmt die Höhenlage des Flusses bei seinem Eintritt in das Becken zu 2260 m (7526 Fuß). Eine ähnliche, auf dem Blatt des Atlas of India verzeichnete, wahrscheinlich gleichfalls mit dem Aneroid bestimmte Côte eines Dorfes Braknuk in der Stromebene des Schigar, nördlich von Skārdū, gibt 2195 m (7313 Fuß); und A. v. Schlagintweit[3]) bestimmte die Höhen-

[1]) Leider habe ich Sheet No. 27 A SE des Atlas of India nicht erhalten können, ebenso wie es mir auch während der Bereisung nicht zur Hand war. So bin ich auf die dem Buche von Drew beigegebene Übersichtskarte in 1 : 1013760 angewiesen und konnte nur einige wenige Angaben der mir kurze Zeit zur Verfügung gestandenen Northern Trans Frontier, Sheet 3 NE entnehmen. Ich bin also, was die topographischen Verhältnisse, Namen und Höhenschätzungen anlangt, fast ausschließlich auf meine eigenen Aufzeichnungen und Beobachtungen angewiesen.

[2]) Auch diese Höhe ist durch den Great Trigonometrical Survey festgestellt (H., A., and R. de Schlagintweit, Results of a scientific mission to India and High Asia, Bd. II, Leipzig-Jena 1862, S. 464).

[3]) Daselbst S. 464.

lage des Indus bei Skärdū selbst zu 2177 m (7255 Fuß). Die Talgehänge erheben sich zu 4840 (oder 5150) m im Marschala nördlich des Schigar, zu 5250 m im Thurigo und 5123 m im Thalanka südlich des Indus. In ein Gebirgsland von 5000 m Kammhöhe also ist ein Becken eingesenkt, dessen Flüsse in etwa 2200 m fließen, das mit Terrassen erfüllt ist, die sich zu 2300 m erheben, und 300 m höher steigt aus diesen ein das Becken in seinem oberen Teile in zwei Teilbecken zerlegender Längsrücken auf.

Dieser, der Bergsporn von Strongdokmo, ist die charakteristischste Form des Beckens. Er ist zerbrochen, aufgelöst in sechs gewaltige, durch Sandablagerungen zusammengeschweißte Klötze, deren vorletzter (von W gerechnet, der zweite) vielleicht 400 m relative Höhe erreicht. Einige, die weiter oberhalb gelegenen, können ihrer Form nach als Rundbuckel gelten; die beiden westlichsten, in ihrer Grundanlage viereckige Klötze, haben nur die Oberfläche flachkuppig. Steil und nackt ragen alle diese Klötze oder Resthügel auf. Die sandige Terrasse auf ihrer Südseite bespült der Indus, der — sonderbarerweise — nachdem er an dem vorletzten Klotze entlang geflossen ist, im rechten Winkel nach N umbiegt und zwischen dem vorletzten und dem äußersten der Resthügel hindurchfließt. Der äußerste Klotz, den wir Burgberg oder Burgfelsen von Skärdū nennen, gehört somit heute zur linken Stromseite und tatsächlich ist er mit dem linken Gehänge des Beckens durch eine breite Terrasse verbunden. Alte Strombetten oder dergleichen, wodurch ein früherer normaler Lauf um den Burgfelsen herum angedeutet wäre, fehlen, ein Zeichen dafür, daß es sich hier um eine alte Entwicklung handelt. Aber ursprünglich, da kann kein Zweifel sein, war der Zug der aufgelösten Bergklötze ein zusammenhängender Rücken, und zwar die Scheide zwischen den beiderseitig in die Tiefe einschneidenden Strömen Indus und Schigar. Der Indus floß damals in weitem Bogen herum, im senkrechten Abfall eines Vorhügels des südwestlichen Gehänges glaubte ich noch — allerdings nur aus der Ferne — ein altes Steilufer zu erkennen.

Heute liegt der größte Teil des Beckens, der ganze Südwesten und Westen, somit im Stromschatten. Dieses Verhältnis tritt einem am besten ins Bewußtsein, wenn man vom oberen Talbecken gegen Skärdū zieht, und die fünf oberen Resthügel bereits im Rücken bzw. zur Seite hat; alsdann erhebt sich der Burgfelsen von Skärdū schroff und steil aus der Niederung, davor in der baumlosen sandigen Fläche windet sich der Fluß, und links setzt sich an den Burgfelsen eine Terrasse an, die in breitem Bogen stromaufwärts herumzieht und einen steilen, etwa 50 m hohen Abfall gegen die Stromebene kehrt. Viele Kilometer breit ist diese Terrasse. Aus ihr strebt das geschlossene, bis zu 5000 m aufragende Gehänge im Hintergrunde unvermittelt und schroff in die Höhe.

Die Terrasse von Skärdū ist die zweite der auffallenden Bodenformelemente des Beckens. Sie besteht aus geschichteten Sanden, denselben oder ähnlichen Sanden, die wir im Industal kennen gelernt haben. Sie stehen am linken Gehänge im oberen Teil des Beckens an, da, wo der Eingang in das Gebiet der Stadt Skärdū durch ein Tor stattfindet. Ferner bei Skärdū selbst in der Terrasse von Skärdū. Diese ist nur noch in drei Resten erhalten; das größte Stück reicht vom Gebirgsrande oberhalb der Einmündung des Satpa-Tals bis kurz vor den Burgfelsen. Auf seinem nordwestlichsten, losgetrennten Resthügel liegt das untere Kastell, das ehemalige Fort der Dogra-Eroberer. Das Mittelstück trägt das meteorologische Observatorium; das dritte westlichste Stück, das die eigentliche Ansiedlung Skärdū enthält, lehnt sich an den Burgfelsen an, in dessen Schutz dieser Rest der alten Terrasse erhalten ist, und bricht gegen die Niederung im S steil ab, d. h. gegen den großen Schuttkegel, die dritte Hauptform des Beckens, der aus dem Satpatal sich gegen Skärdū vorwälzt. Godwin-Austen hat diese Terrasse in dem gleichen Niveau, also etwa in 50 m

Indus-Ufer, Burgfelsen und Terrasse von Skārdū.

Höhe, von Keptschun oberhalb Skārdū bis nach Kuardu unterhalb der Schigarmündung verfolgt, aber auch bis zur Ortschaft Schigar selbst[1]).

Die Terrasse von Skārdū ist längst bekannt wegen der starken Biegungen und Stauchungen, die ihre obersten Schichten erlitten haben. Drew[2]) und Lydekker[3]) kennen sie und wohl auch Godwin-Austen, von dem ich jedoch keine Erwähnung dieser Erscheinung finde, da wir von ihm lediglich kurze Vortragsreferate besitzen. Die Stauchungen sieht man zuerst, wenn man aus dem oberen Industal gegen Skārdū kommt, an der Terrasse, die die Flußebene abzuschließen scheint:

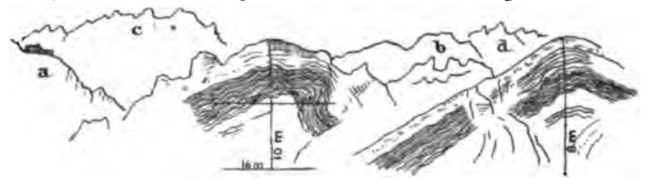


Fig. 21. Die Schichtstauchungen in der Terrasse von Skārdū.
a = Burgfelsen von Skardū mit dem Kastell. b = Resthügel rechts des Indus. c = Marschala. d = Gebirge zwischen Schigar und oberen Indus.

an diesem Steilabfall erscheinen die obersten Lagen der Sande etwas geworfen und flach gefaltet. Dieser äußere Steilrand erscheint nun gegen die dahinter liegende Terrassenfläche etwas überhöht — vielleicht ist hier die Oberfläche auch durch die Bebauung etwas erniedrigt —; jedenfalls besteht auch nach der von dem Flusse abgewandten Seite ein unbedeutender Steilabfall, und an diesem sind die Stauchungen aufgeschlossen.

> »Es sind einfache wellige Biegungen; die Aufschlüsse geben etwa halbkreisförmige oder einfach steil abwärts gebogene Schichtstellung, keine ganzen Falten. Die Schichten erscheinen durch dunkle Bänder wie gebankt; doch ist immer feine Schichtung vorhanden, und jede einzelne Schicht ist noch fein gefältelt, so daß außer der großen allgemeinen Stauchung noch die einzelne Schicht gemäß ihrer schwachen inneren Konsistenz eine beständige „Quälung“ erlitt«

lautet die betreffende Eintragung in meinem Tagebuch. Eine genaue Zeichnung, die ich entwarf, zeigt je eine 10 m und eine 8 m hohe Sattelentblößung, und zwar war bei der linken, westlichen, der linke Flügel flacher ansteigend, der rechte muß im Schatten der stauchenden Bewegung gelegen haben. Auch bei der zweiten Entblößung war jedenfalls der linke (westliche) Flügel, aber auch der Sattel selbst, flach, der rechte Flügel aber nur zum Teil sichtbar. Übrigens sind nur die obersten Lagen der Sande in dieser Weise gestaucht. Auf der Flußseite sieht man, wie horizontal verbliebene Schichten von gestauchten überlagert werden.

Alle Beobachter, wie erwähnt, haben diese Schichtwerfungen auf Eisdruck als Ursache zurückgeführt[4]); in der Tat ist an eine andersartige Entstehung schwer zu glauben. Was die Richtung anlangt, aus der der störende Eiskörper herankam, so glaube ich das gerade dahinter einmündende Satpatal dafür verantwortlich machen zu müssen. Wir befinden uns hier in dem Zungenbecken des alten Satpagletschers, und während weiter oberhalb der Gletscher die weichen Schichten seines Untergrundes ausgeräumt hat, mag hier, am Gletscherende, beim Auseinandertreten der Eismassen, bloß störende Wirkung auf den Untergrund stattgefunden haben.

Wir wissen noch recht wenig von dieser störenden Wirkung des Gletschereises, weniger als von der zerstörenden. Dieser zerstörenden, ausräumenden Tätigkeit ist man, allerdings nur für einen Teil ihrer Wirksamkeit, heute auch rechnerisch nahe gekommen, soweit es

---

[1]) Godwin-Austen, Geological Notes on Part of the North-western Himalayas. Quart. Journ. Geol. Soc.. Bd XX, S. 384. — Derselbe, On the Glaciers of the Mustakh Range. Journ. of the R. Geogr. Soc., Bd XXXIV, 1864, S. 23f.

[2]) Drew a. a. O. S. 364.

[3]) Lydekker, Memoirs XXII, S. 37 und 67. Records XIV, S. 48f.

[4]) Drew glaubt an Gletscherwirkung, Lydekker bald an Gletscherwirkung, bald an Druckwirkung, ausgeübt von Eisbergen, die auf dem See von Skārdū schwammen.

sich nämlich um subglaziale Verwitterung handelt. Über die mechanische Aufarbeitung von Bodenmaterial unter dem Gletscher aber weiß man recht wenig. Doch besteht die alte Pencksche Anschauung von direkter Zerstörung des Untergrundes sicher zu Recht. Es sprechen zu viele Beispiele dafür, so ein mir bekanntes Beispiel am Ende des alten Murgletschers bei Judenburg, wo paläozoische Kalke zerbrochen und in die Grundmoräne aufgearbeitet sind. Handelt es sich nun nicht um kompakte widerstandsfähige Gesteine, sondern um leichte Sandschichten, so wird der auf diese ausgeübte Druck sich zunächst darin äußern, daß sie nachgeben, einsinken und sich druckabwärts wieder hervorheben: es entsteht Faltung, Stauchung. Gewöhnlich mag diese ein Übermaß erreichen, so daß die gestauchten Schichten auch noch zerbrechen. Hier nun sind sie erhalten und legen das zuerst aufgefundene Zeugnis ab von einer Vergletscherung des Beckens von Skārdū zur Eiszeit.

Die dritte der bestimmenden Bodenformen im Becken von Skārdū ist der große Satpa-Schuttkegel. Außer den drei großen Ausgängen, dem Einfluß und Austritt des Indus und der Einmündung des Schigartals, besitzt das Gehänge des Beckens nur noch eine wirkliche Unterbrechung, gerade gegenüber der Schigarmündung. Ursprünglich ebensöhlig und an der Ausmündung trichterförmig ausgebreitet, ist sie heute durch einen vielleicht 200—300 m hohen Wall geschlossen. Es ist das die Mündung des Satpatals. Von den Déusī-Hochflächen im S kommt als bedeutendster und verzweigtester Abfluß der Satpa-Tschu herunter. Wenige Kilometer vor seiner Ausmündung in das Becken bildet er den tiefblaugrünen Alpensee Satpa-Tso, von dem weiter unten die Rede sein wird. Er ist ein Moränendammsee. Quer über das Tal legt sich unterhalb vor den See eine 200—300 m hohe Moräne, die von dem Seeabfluß ganz weit rechts angeschnitten ist, so daß zu seiner Rechten (östlich) nur noch ein ganz flacher Flügel der Moräne erhalten ist. Die große Endmoräne nun schließt das Satpatal ab, so daß man, zumal es leicht bogenförmig gerichtet ist, weder vom Becken selbst, noch von der Höhe des Burgfelsens in diesen zentralsten und scheinbar bequemsten Ausgang des Beckens zu blicken vermag. Vor die Moräne, gewissermaßen unter dieser hervor, ist nun ein gewaltiger Schuttkegel ausgegossen. Eine geradezu ideal dreieckige Gestalt zeichnet ihn aus; zuerst ist er steil, dann zunehmend flach geneigt. Breit ausladend hat er wohl den Indus von seinem ursprünglichen, das Gehänge tangierenden Lauf abgedrängt, ihn gezwungen, zwischen dem Burgfelsen und dem vorletzten der Resthügel hindurchzufließen. Die Hauptader des Satpa-Tschu zerteilt sich in der Höhe des Schuttkegels, und in vielen schmalen Armen fließt das kostbare Wasser durch die steinige Einöde des Schuttkegels herab; grüne Streifen bezeichnen die Richtung der einzelnen Wasseradern. Den Indus erreicht aber keine derselben. Die Wasseradern wie der Schuttkegel selbst endigen bei der Ortschaft Skārdū, wo die erwähnte Terrasse bald steil, bald sanfter ansteigt. Nur nach unterhalb scheint sich der Schuttkegel mit seinen Adern etwas weiter zu ziehen, doch fehlen mir Aufzeichnungen hierüber.

Es ist nur ein beschränkter Teil, den ich vom Becken von Skārdū kennen lernte, nur soviel, wie man auf dem Wege vom oberen Industal über Skārdū nach Schigar kennen lernt, sowie was einem zwei Ausflüge auf den Burgfelsen und zum Satpa-Tso, sowie der Weg durch die Burjé-Nallah zu den Déusī verraten. Und doch genügt das, was man bei diesen Gelegenheiten beobachtet, um die zwei großen Mächte zu erkennen und in ihren Wirkungen zu trennen, die hier an der Arbeit waren und sind, die stärksten klimatischen Agentien, die es gibt, Eiswirkung und Wüstenbildung. Wir befinden uns in Skārdū auf innerasiatischem Boden, in trocknem, meerfernem Kontinentalgebiet und in großer Meereshöhe.

Skārdū mit der Einmündung des Satpa-Tales.

Ich habe mich im Becken von Skārdū und seiner Dependance, dem Schigartal von Schigar, vom 27. Juni bis 1. Juli und vom 31. August bis zum 6. September 1902 aufgehalten. Ich habe nie einen Tropfen Regenfall erlebt, auch war niemals der Himmel vollständig bedeckt.

Während der Monate Juli und August fiel, wie mir der meteorologische Beobachter zeigte, im ganzen 0,27 Zoll Niederschlag; das gibt umgerechnet 6,75 mm.

Vergleiche ich die Niederschlagsverhältnisse von Skārdū mit denen im Gebiet des benachbarten Hochgebirges von Baltistān, wie wir sie erlebten, so ergibt sich, daß die klimatischen Verhältnisse auf so engem Raume verschiedene waren. Vom 10. bis zum 13. August hatten wir heftigen Schneefall, so heftig, daß alle Arbeiten der Expedition abgebrochen werden mußten, wir tagelang ins Lager gebannt waren, alle Gipfel und Eisjoche gänzlich unzugänglich, zum größten Teil für den ganzen Rest der Saison ungangbar wurden. Schnee fiel dann wieder vom 15. mit Unterbrechungen bis zum 17., ferner vom 25. bis 27., wo sogar Regen fiel (in einer Höhe von über 4000 m!).

Die erste Periode allerreichsten Niederschlags prägt sich in den Wetterbeobachtungen von Skārdū überhaupt nicht aus, die zweite, allgemeinere wohl.

Regentage:

3.	Juli	0,02	inches	10.	August	0,02	inches
5.	„	0,02	„	12.	„	0,03	„
6.	„	0,01	„	25.	„	0,05	„
14.	„	0,02	„	26.	„	0,05	„
19.	„	0,01	„	31.	„	0,04	„

Während wir die heftigsten Schneestürme hatten, vom 10. bis 13. August, betrug der Niederschlag zu Skārdū

am	10.	August	nur	0,50	mm
„	11.	„	„	0,00	„
„	12.	„	„	0,75	„
„	13.	„	„	0,00	„

Der Himmel war am 10. »gloomy« (wolkig), am 11. und 12. »overcast« (bewölkt), am 13. nur »foggy« (nebelig). Bewölkung sah auch ich bisweilen, doch wurde sie jedesmal durch einen fast nie fehlenden nächtlichen Sturm wieder verjagt. Gleich am ersten Abend, am 27. Juni, empfand ich die wohltätige Wirkung des starken nächtlichen Bergwindes, der die Pappelwipfel über unserem Lager bewegte und den hellen klaren Sternenhimmel von allem Gewölk reinigte. Unter dem 29. Juni ist in meinem Tagebuch verzeichnet, daß der »sturmartige Wind« ausbleibt. Unterm 4. September steht vom 3.:

»Mit Dunkelheit brach ein Sturm los bei fast ganz klarem Himmel. Er kam, und das ist, wie der Telegraphenmeister[1]) sagt, die Regel, aus dem Satpatale, also ungefähr von S. Das Satpatal scheint also die Windbahn, und somit die eigentliche Pforte der Déusī-Hochflächen zu sein. Das Indusbecken war grau von Staub. Ich befürchtete das Eintreten schlechten Wetters. Doch war es den Tag über sonnig und heiß (will sagen am 4. September), wenn auch die Wolkenbildung stärker als sonst. Am Nachmittag kam graue, fast allgemeine Regenbewölkung, abends wieder derselbe Sturm, so daß ich auf der Nordseite das Zelt beschweren mußte. Der Wind scheint also ein Wirbel gewesen zu sein.

Später hatte ich Gelegenheit, die kalten, heftigen, beständig wehenden Stürme an meinem eigenen Leibe zu spüren, die auf den etwa in 4000 m Meereshöhe gelegenen Hochflächen der Déusī zu Hause sind, gerade über Skārdū, und die diesen bequemsten Übergang von Kaschmir nach Baltistān geradezu in Verruf gebracht haben. Oben in dem Rande der Déusī setzen flache Täler ein, die mit schneller Vertiefung zum Becken von Skārdū herab-

[1]) Er besorgt die meteorologischen Beobachtungen.

ziehen. Das breiteste ist, wenigstens unten, das Tal des Satpa-Tschu. Durch dieses entweicht also allnächtlich eine große Menge der droben im Laufe des Tages aufgespeicherten Luftenergie als Fallwind, und bei dem bedeutenden Falle, 2- bis 3000 m auf eine Strecke von nur etwa 10 km, erhält dieser Wind orkanartige Gewalt.

Einesteils die Regenlosigkeit, Wolkenarmut und große Strahlungswärme, anderseits die heftige Luftbewegung arbeiten daran, das Becken von Skärdū zur vollständigen Wüste zugestalten. Die braune Farbe herrscht im Landschaftsbilde vor. Die braune Schutzrinde[1]) überzieht alles Gestein, schützt es aber auch wieder vor der Zerstörung durch die Agentien der Verwitterung. Es fehlt der Gehängeschutt, nur wirkliche Schuttkegel gibt es, wo nämlich Bäche aus dem Gebirge hervorbrechen, und Moränen. Wo aber der Wind derartig lockeres Material trifft, da treibt er die Sandmassen in steter Bewegung durcheinander; so ist das Industal eine reine Sandwüste, in der der Fluß als eine träge gelbliche Wassermasse dahingleitet. Gleich der Vordergrund der Terrasse von Skärdū ist ein Stück einer solchen Sandwüste. Jeder Graswuchs hat aufgehört, nur eine doppelte Reihe von Weidenbäumen, untermischt mit einigen Pappeln, zieht, die Richtung des Pfades bezeichnend, durch die silbergraue Sandeinöde. Einen eigentümlichen Eindruck machen diese Bäume. Man fragt sich, wieso sie so gut gedeihen; es scheint, daß tiefer im Sande reichliche Grundfeuchtigkeit enthalten ist. Am Flusse selbst sind die Sande in einer oder mehreren Terrassen aufgeschüttet. Und aus diesen Terrassen ragen die Felsklötze auf, so vor allem der vorletzte, der dem Burgfelsen gegenüber jenseit des Indus liegt. Aus dieser grauenhaften Sand- und Felseinöde bleibt jedem Besucher von Skärdū besonders eine Stelle im Gedächtnis, wo sich, gerade im Vordergrunde dieses vorletzten der Resthügel, zwei Pappeln erheben, eng gegeneinander gestellt, so daß die inneren Hälften der Kronen verkümmert sind und beide, aus der Ferne betrachtet, wie ein Baum erscheinen. Weit und breit kein Grashalm, kein Strauch; daher geben diese Pappeln den Richtungspunkt für den Wanderer ab; hier wird man in einer Fähre über den Indus gesetzt. An manchen Stellen sind die Sandterrassen zu Sanddünen aufgeweht. Ich sah solche beim Übergang über den Sattel von Strongdokmo, beim Beginn des Aufstiegs; daselbst erhebt sich ein brauner Rundbuckel aus den gelblichen Buckeln der Sanddünen. Den ausgedehntesten Sanddünenkomplex aber sah ich vom Burgfelsen her talabwärts auf der linken Seite; wie ein gefrorenes, wellenbewegtes Meer, die grell gelbe Sandfarbe von grauen Schattenflecken unterbrochen, nahm sich diese Dünenbildung aus. Überall, wo nicht nackter kahler Fels ansteht, da wird der Sand bewegt, getrieben. Gar sehr hatte ich das am eigenen Körper zu spüren, als ich den Burgfelsen bestieg. Ich mußte zu einem bestimmten Zeitpunkte den Gipfel erreichen, da, zu gleicher Zeit mit meiner Ablesung auf dem Gipfel, Herr Workman am Fuße bei unserem Lager eine Ablesung vornehmen wollte. Ich bemaß in Ansehung des voraussichtlichen Höhenunterschieds von 300 m und des voraussichtlichen Zeitverlustes beim Aufsuchen eines geeigneten Anstiegs eine Zeit von 1½ Stunden als für die Besteigung notwendig. Bald aber stellte sich heraus, daß gleich über Skärdū die Felswand zu schroff war, um mit unseren Instrumenten eine Besteigung zu wagen. Da hieß es absteigen und zunächst durch die Sandwüste am Fuße des Burgfelsens um diesen herum zu eilen, was bei der notgedrungenen Beschleunigung bereits viel Herzklopfen verursachte. Als der Felsen umwandert war, was die Arbeit von einer Stunde beanspruchte, war endlich der Aufstieg möglich, wenn auch nur über einen Hang von losem Sand und Schutt, der in der natürlichen Böschung an den Berg herangeschüttet oder von diesem herabgeglitten war; denn wahrscheinlich handelte es sich hier um Moränenmaterial. Alles war locker und in Bewegung,

[1]) J. Walther, Die Denudation in der Wüste. Abh. d. Kgl. sächs. Gesellsch. der Wiss., math.-phys. Klasse, Bd XVI, Leipzig 1891, S. 453ff. — Ders., Das Gesetz der Wüstenbildung. Berlin 1900, S. 21ff.

und ein ebensolcher Schutthang führte uns später auf der anderen Seite wieder herunter zum Indus, und jetzt erwies sich die Schuttnatur des Gehänges natürlicherweise als bedeutend angenehmer, da man auf das bequemste hinabrutschen konnte. Die ganze Größe der »Verwüstung« aber merkt man erst nachts, wenn einer der erwähnten Staubstürme über die Ebene braust, alles verdunkelnd und bedeckend.

Die zweite Wirkungsform, die eiszeitliche Vergletscherung, haben wir in einer ihrer Folgeerscheinungen bereits kennen gelernt. Von vornherein muß die Möglichkeit einstigen Wirkens der Vergletscherung einleuchten; denn die Erscheinungen der Eiszeit sind doch nur die heutigen Erscheinungen in höherer Potenz. Und auch heute blicken kleine Kargletscher, so im W, von oben ins Becken von Skārdū hinein, Schnee liegt an den Gipfeln im Hintergehänge des Satpatals, ferner am Marschala, und gleich beim Eintritt ins Becken erblickt man die Firnhaube des über 6000 m hohen Kosor gang im Kamme zwischen Schigar und Brāldū.

Eine genaue Analyse der Gehänge- und sonstigen Bodenformen hat die Wirkung von »Vergletscherung« und »Verwüstung« im Einzelfall festzustellen, zu trennen; aber so lohnend diese Arbeit ist, so schwierig ist sie. Denn es fehlen uns die direkten Vergleichsformen. Wir sind gewohnt, die frühere Vergletscherung zu erkennen in Gebieten mit reicher Vegetation. Schon durch die Art der Vegetationsbedeckung hebt sich bei uns die Moräne von der Felsleiste oder Talstufe ab. Kleine Seen und Tümpel bezeichnen uns ursprüngliche Vertiefungen in einer Moränenablagerung. Linsenförmige Hügel aus Grundmoräne, sog. Drumlins, bezeichnen uns die Richtung der zu studierenden Gletscherbewegung. Von alledem ist hier, in Hochasien, nichts zu merken, alles vegetationslos, ohne Grün, ohne Seen, ohne Drumlins; dafür ein Schauplatz allerheftigster atmosphärischer Verwitterung, jedes zu lockernde Bestandteilchen wird gelöst, alles lockere Material fortgeführt. Die Vegetation erhält, die »Verwüstung« zerstört die ursprüngliche Talform.

Eine Betrachtung der Gehänge zeigte zunächst auf der Südseite des Beckens Schliffformen. Ich sah sie bis etwa 100 m über dem Flußniveau. An sich und allein hätte ich diesen Formen noch keine besondere Bedeutung beigelegt; obwohl sie — nebst den übertieften Schluchtmündungen kurz oberhalb der Einmündung des Indus in das Becken — überhaupt die erste Erscheinung waren, die mich auf Gletscherwirkung schließen ließen. Ich dachte anfänglich an Polierung durch Windschliff und Verfestigung durch Schutzrindenbildung, bis ich bemerkte, wie eine solche Schlifffläche beinahe senkrecht zur Richtung der Schichtbankung verlief.

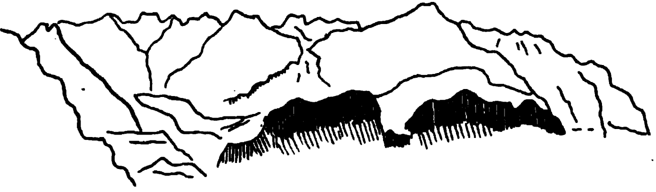


Fig. 22. Das Mittelgebirge (Gletscherboden?) westlich von Skārdū.

Ferner erinnerte das erwähnte alte Felsufer des Indus im SW des Beckens in typischer Weise an die sog. Mittelgebirge vergletschert gewesener Täler: vor das Hauptgehänge legt sich ein im Grundgerüst aus Fels bestehendes unebenes Hügelland, das nach vorn zu, gleichfalls mit unebener Oberkante, schroff ja senkrecht zum Talgrund abstürzt. Diese Gehängeform ist so wenig nach Art der durch Erosion des fließenden Wassers hervorgerufenen, daß sie mich, zumal als ich von dem Studium der großen Gletscher nach Skārdū zurückkehrte, direkt an Gletscherwirkung erinnerte. Ich sah in dieser gewaltigen Leistenbildung den Behälter eines alten Eisstroms, der, in höherer Fußlage als der Hauptgletscher fließend, hier ihm einverleibt wurde.

Bedeutungsvoller in diagnostischer Hinsicht sollte die Untersuchung des Bergsporns von Strongdokmo sein. Zunächst, woher kommt die eigentümliche Form der Auflösung

eines Zwischengebirges in einzelne Klötze? Der Gletscher kann umformen, abschleifen, herausarbeiten, aber kann nicht zerbrechen. Das Zerbrechen ist das Ergebnis starker, unausgesetzt wirksamer Verwitterung. Wie der einzelne Granitblock zerspringt, so erliegt auch das Ganze der Gesteinsmassen der Abblasung, der »Deflation«. Im Wüstenklima werden die Steilränder aufgelöst, Schluchten fressen sich herein, Zeugenberge werden herausmodelliert, die abenteuerlichsten Formen entstehen, die sog. »Badlands«. Hier nun herrscht auch Wüstenklima, das mit Strahlung und Frost und Wind auf einen vielleicht nur 2 km breiten Bergsporn zwischen zwei Abteilungen einer breiten Talebene gewirkt hat. Von beiden Seiten ging hier das Einfressen der Schluchten vor sich, und im Laufe der Zeit sind aus dem Sporn sechs Resthügel verschiedenster Höhe und Gestalt herausgeschnitten worden.

Es sei zugegeben, daß diese Beweisführung eines äolischen Ursprungs der Resthügel von Skärdū eine indirekte war. Im Anfang war ich geneigt, der Form einzelner dieser Felsklötze wegen, eine glaziale Entstehung auch für die Einzelform zu mutmaßen. Doch ist ein solches Zerbrechen eines Riegels durch einen Gletscher meines Wissens ganz ohne Beispiel, während Wüstenwirkung tatsächlich in dieser Weise arbeitet. Manche der Felsklötze sind ja sicherlich als Rundhöcker zu bezeichnen, sind aber wohl erst später zu Rundhöckern geworden.

Beim Übergang von Skärdū nach Schigar über den Sattel von Strongdokmo lernt man die eigentümliche Beschaffenheit des zerbrochenen Bergsporns sehr schön kennen. Man setzt gegenüber des auf den Burgfelsen folgenden Felsklotzes, des höchsten von allen, über den Fluß, geht diesem entlang in eine Talung, die sich zwischen den Ausläufern und rundbuckeligen Fortsetzungen des vorletzten Felsklotzes und demnächst folgenden dehnt, der selbst entschieden die Form eines Rundbuckels hat. Die Talung ist mit Sand erfüllt, der gleich an ihrem Eingang zu schönen Sanddünen zusammengeweht ist. Geliefert wurde das Material dazu, zum Teil wenigstens, von den geschichteten Sanden, die, wenn auch zum größten Teile vom Gletscher ausgeräumt, im unteren Teile der Talung besonders an der rechten Seite anstehen. Dazu finden sich Gerölle von Granitgneis, die bedeutend größer sind als die Gerölle des heutigen Flusses, die höchstens 0,5 m im Durchmesser haben. Durch diese Sandwüste, in der nur einige wenige, etwa drei Arten von Pflanzen gedeihen, geht man an dem dritten Felsklotz vorbei, in dessen Hintergrund wiederum schön gerundete Kuppen sich erheben. Das anstehende Gestein ist geschichtet[1]), unterscheidet sich also sehr leicht von dem erratischen Material. Die Niederung verschmälert sich sehr plötzlich, und eine wüstenhafte, gleichfalls trockne Felsschlucht führt hinauf zur Sattelhöhe Strongdokmo. Im unteren Teile der Felsschlucht liegen viele, über 2 m messende Granitgneisblöcke. Die geschichteten Sande, die in dem breiten Trockental anstehen, haben jetzt aufgehört. Der Sattel selbst ist etwa 1 km lang. Zu beiden Seiten sind die Gehänge, und wo aus dem Sattel selbst Gestein hervorragt, ist dieses zu Rundbuckelformen abgeschliffen. Kleine Gerölle finden sich auch hier. Das Gestein ist auf der Sattelhöhe und am Abhang gegen das Schigartal Serpentin. Auch am Abhang gegen das Schigartal heben sich somit die großen Granitgneisblöcke sehr auffällig von den losgelösten Trümmern des



SD. Sanddünen, T. Sandterrasse
3. 3 Resthügel
Fig. 23. Eingang ins Trockental.


3. 3 Resthügel
Fig. 24. Rundhöcker oberhalb des 3. Resthügels im Trockental.


Fig. 25. Sattel von Strongdokmo, Blick gegen den Indus. Rundbuckelformen.

[1]) Nach Lydekker ist es ein schwarzer schieferiger Gneis.

anstehenden Gesteins ab. Der Abstieg vom Sattel zum Schigartal ist ganz kurz; es gibt hier keine Wüstenschlucht und kein Trockental.

Zu beiden Seiten des Sattels, in den unteren Gehängepartien, finden sich also große erratische Blöcke[1]). An Wassertransport ist nicht zu denken, bei 2 m Blockgröße, die wohl ein Wildbach aber nicht ein Auenfluß bewältigen kann. Transport durch den Gletscher ist mit Sicherheit anzunehmen. Es ist aber die Frage, ob die Blöcke sich an primärer Lagerstätte befinden oder ob sie, wie z. B. auf der Südseite mit der Bildung eines postglazialen Tälchens, abgesunken sind. In der Wüste bildet sich ein derartiges Tälchen verhältnismäßig rasch, und während die Sandmassen weggeblasen werden, bleiben die schweren Blöcke liegen bzw. sinken herab, und da kein Fluß sie fortführt, fallen sie höchstens der sehr langsam wirkenden Abblasung anheim. Wir können uns den Gang der Entwicklung nach der Analyse der Formen in der Weise ergänzen, daß wir annehmen, die Wüstenbildung war bereits im Gange, als die Eiszeit einsetzte. Ein bedeutender Gletscher, vermutlich aus dem Schigartal kommend, überflutete den Bergsporn, glättete die Felsen, schliff sie zu Rundbuckeln um, streute seine Moränen hin; dann taute er ab, links und rechts arbeiteten die Flüsse am Fortschaffen des Moränenmaterials, das nur auf und zwischen den zerbrochenen Resten des Bergsporns liegen blieb.

Bis zu welcher Höhe dieser Gletscher das Becken erfüllte, ergab mir die Besteigung des 300 m hohen Burgfelsens von Skārdū. Das Gestein selbst ist geschützt durch die braune Schutzrinde, unter die herab eine Zersetzung nicht stattfindet. Aber wir haben schon die Schutthänge erwähnt, und ferner liegen oben auf dem Gipfelgrat Gneis- und Granitblöcke, die über mannsgroß sind. Drew zuerst erwähnt von hier einen 10 m messenden polierten und gekritzten Granitblock[2]). So ist der ganze Berg einmal mit Sand und Schuttmaterial umschüttet und überschüttet gewesen, und ebenso zeigt sich auch der dem Burgfelsen zugekehrte Abhang des nächsten Felsklotzes als aus Schuttmaterial bestehend. Noch größer ist die Mächtigkeit derselben Bildung weiter talabwärts auf der rechten Seite des Flusses bei Kuardu[3]). Ich habe diese Stelle nicht besucht, sondern nur von der Ferne aus die gewaltigen Sandhalden bewundert. Lydekker[4]) hat die Blockbeladung des Burgfelsens von Skārdū gleichfalls beobachtet und richtig gedeutet; nicht so Godwin-Austen[5]), der mit einer gewissen Ängstlichkeit sich scheut, von Gletscherwirkung zu reden; er hält diese Blöcke samt Sand und Konglomerat für vom Flusse herbeigeschafft oder in einen See getragen. Lydekker aber bemerkt ausdrücklich, daß er an einigen dieser Blöcke Politur und Kritzung gesehen habe. Und auch ich nehme Transport durch Eis an, be-

[1]) Lydekker bemerkt ebenfalls, daß die Blöcke aus hellem Granitgneis oder Triaskalk, die auf dem Bergsporn zerstreut liegen, durch Eiswirkung, Gletscher oder Eisberge, hierher gebracht sein müßten (Mem. XXII, S. 36). In seinem früher erschienenen Aufnahmebericht (Records XIV, 1881, S. 48), von dem ich aber keine Kenntnis hatte, läßt er den Bascha-Brāldū-Gletscher bis hierher gegangen sein, wie der Verfasser.

[2]) Drew, S. 364, zitiert von Lydekker, Records XIV, 1881, S. 48.

[3]) Lydekker (Mem. XXII, S. 67) hält allerdings die Schutthänge von Kuardu für lakustrine Talausfüllung, die also das ganze Becken mehr als 300 m hoch ausgefüllt haben würde. Die Terrasse von Skārdū wäre alsdann ein unbedeutender, seiner größten Mächtigkeit beraubter, herausgeschnittener Denudationsrest. Doch ist aus Lydekkers kurzen Bemerkungen nicht zu entnehmen, ob er die Schutthänge von Kuardu auch wirklich untersucht hat, und ob er nicht vielmehr nur Godwin-Austens Urteil ohne weitere Kritik wiedergibt. Dieser (Journ. of the Royal Geogr. Soc., Bd. XXXIV, 1864, S. 23 ff.) stellt sie zusammen mit der von Lydekker und von mir als Moräne gedeuteten Schuttablagerung des Burgfelsens, die er aber als Bildung in einem See anspricht. Mein allerdings nur durch Betrachtung aus großer Ferne, vom Burgfelsen her, gewonnener Eindruck, daß es sich tatsächlich um Moräne handelt, wird gestützt durch die einzige tatsächliche Beobachtung an diesen Schutthängen, die ich in der Literatur finde. Godwin-Austen (a. a. O. S. 26) bemerkt, daß das linke (soll wohl heißen westliche) »Gehänge der Schlucht von Kuardu aus hartem Sandstein und Konglomerat mit gewaltigen Blöcken« besteht. Als Mächtigkeit dieser Schuttbildung gibt er 1200 m, während Lydekker nur von mehr als 300 m Mächtigkeit spricht.

[4]) Lydekker, Memoirs XXII, S. 36 f.

[5]) Godwin-Austen, Quart. Journ. Geol. Soc., Bd. XX, S. 384.

sonders weil, wie wir sehen werden, das Schigartal einen ganz gewaltigen Eisstrom in das Becken von Skārdū sandte, ferner wegen der glazialen Bodenform des Sattels sowie des ganzen Bergsporns von Strongdokmo, und in letzter Linie, weil die Form der Blöcke mindestens ebenso gut für Eis wie für Wassertransport spricht. Oder vielmehr, weil über die Kraft des Wassers, derartige Blöcke zu transportieren, nur Behauptungen vorliegen, aber keine wirklichen Beobachtungen, und die Form von Blöcken der Grundmoräne und der Wildbäche sich nur schwer unterscheiden läßt. Ich habe während der Untersuchung der Moränen des Tschochogletschers mein Augenmerk besonders auf die Form der Blöcke gerichtet und habe keinen wirklichen Unterschied finden können. Bis zu 300 m oder höher war also das Becken von Skārdū eiserfüllt, und wo Anlehnung an Fels war, im Schatten der Bewegung oder wo sonst, blieb das erratische Material liegen. Flußgeröll bleibt aber nicht auf der Höhe eines derartig zerteilten alten Talbodens liegen; Flußgeröll findet man auf Sätteln und Leisten, nicht aber freiliegend auf sekundären Bergformen.

Von dem großen Satpagletscher war bereits die Rede: als ein bedeutender Talgletscher floß er in das Becken hinaus, eine mächtige Endmoräne schließt das Tal des Satpabaches ab. Davor breitet sich der Schuttkegel aus. Wo dieser endet, d. h. sich verflacht hat, unmittelbar vor der Terrasse von Skārdū, erheben sich drei niedere, bogenförmig angeordnete Hügel, die einer äußeren Endmoräne eines Satpagletschers entsprechen dürften. Auch die Blöcke, die auf der Terrasse von Skārdū liegen, unter dem die Terrasse überhöhenden Steilrand, an dem die Schichtstauchungen aufgeschlossen sind, stammen nach Lydekker[1]) von den Gebirgen im S, also vermutlich gleichfalls aus der Moräne eine Satpagletschers. Weiter oberhalb mündet das gleichfalls von den Déusī herabkommende Tal von Keptschun. Dieses nun ist wie das Satpatal durch Moräne gesperrt, aber der Bach hat es noch nicht einmal vermocht, die Moräne zu durchsinken. Das Tal ist aufgedämmt und seine Sohle stürzt in einer steilen Stufe zum Becken herab. Die Oberkante der Stufe wird durch die Lage des Oberdorfes, die in die Talebene vorgebaute Stirnmoräne durch die Lage des Unterdorfes Keptschun bezeichnet.

Fassen wir zusammen, was sich uns zur Beurteilung der eigentümlichen Formen und Erscheinungen des Beckens von Skārdū ergeben hat. Wir können zunächst einen alten Talboden rekonstruieren. Er lag in etwa 2600 m Meereshöhe. Es erfolgte eine Tieferlegung der Talsohle; der Schigar ward nach unterhalb abgelenkt, die Verwitterung begann aus dem stehen gebliebenen Reste des alten Talbodens Einzelberge herauszuschneiden. Es kam die Eiszeit, ein gewaltiger Gletscher kam aus dem Schigartal hergezogen und trat hinüber in das Industal. Der Indus wurde aufgestaut, in raschem Wachsen erhob sich die 50 m-Terrasse, die Terrasse von Skārdū, auch im Oberlauf mußte der Fluß seine Sohle fortwährend erhöhen. Nun mag auch aus dem Tale des Schayok ein Gletscher gekommen sein. Dafür spricht die ansehnliche Breite des Industals seit seiner Vereinigung mit dem Schayok, die Felsleisten unterhalb Ghol, die Übertiefung des Industals im Verhältnis zu den Seitenschluchten von Nerwitū und Narh. Die Ablagerungen des Stausees wurden zum größten Teile ausgeräumt. Die Felsklötze des Bergsporns wurden in Eis gehüllt, mit Moräne überschüttet. Die Seitengletscher von Satpa und Keptschun neben anderen, die ich nicht kennen lernte, bauten Moränen auf, die ihre Täler für die ganze Folgezeit geschlossen haben. Wie oft ein solcher Vorstoß der Gletscher stattfand, entzieht sich noch unserer Kenntnis. Gewaltige Moränenmassen bedeckten das Becken. Schließlich ging das Eis zurück. Der Schayokgletscher mag zuerst ausgeblieben sein; dann schwand der Schigargletscher, dessen Wurzeln gleichfalls mehr als 100 km zurückliegen. Die Schmelzwasser

[1]) Lydekker, Records XIV, 1881, S. 48.

führten den Schutt hinaus, und die Flüsse sanken bis auf das Niveau der Terrasse von Skärdū ein. Aber noch stieß der Satpagletscher seine Moränen in die Ebene hinaus, und als die Eiszeit erloschen war, baute der Satpafluß seinen Schuttkegel vor. Dem Indus ward so sein Weg verlegt, er wurde nach rechts abgedrängt und benutzte eines der wüstenhaften Trockentäler, um den Bergsporn zu durchbrechen und aus dem Bereich des Schuttkegels zu kommen, der ihn zu ersticken drohte[1]). Vegetation konnte sich nicht ansiedeln, die Flußtäler wurden zur Wüste. Nur wo der Satpa- und die anderen Nebenbäche Wasser bringen, zeigen sich grüne Oasen.

Es ist zu bedauern, daß Lydekker, der doch die beste Gelegenheit hatte, zu beobachten, und viel längere Zeit in Skärdū verweilen konnte, als dem Verfasser vergönnt war, nur zerstreute Notizen gibt, aber es vermieden hat, eine wenn auch knappe Gesamtdarstellung der Diluvialgeschichte des Beckens von Skärdū zu geben. Bereits 20 Jahre früher hatte Godwin-Austen es gewagt, eine eigene Ansicht zu äußern oder wenigstens seine Einzelbeobachtungen unter einem klaren Gesichtspunkt zu vereinigen. Aber die Kenntnisse von Eiszeit, Talablagerungen und Talformen waren zu jener Zeit äußerst geringe; er sah nur die Spuren einer wiederholten Abdämmung des Skärdūbeckens zu einem See. Nach seiner Auffassung wurden zur Zeit der früheren Seebildung unsere Strongdokmo-Moränen und die Schutthänge von Kuardu aufgeschüttet. Der Spiegel dieses Sees muß also 2600 oder sogar in 4300 m Meereshöhe gelegen sein. Das Wasser dieses Sees aber lief ab, heftige Erosion setzte ein, führte die Ablagerungen dieses Sees bis auf die erwähnten Reste fort, ja, räumte das ganze Talbecken aus, und dann kam eine zweite Seebildung, deren Spiegel aber viel tiefer lag, und die Ablagerungen in diesem See sehen wir in der 50 m-Terrasse von Skärdū erhalten. Aber nur diese niedere Terrasse kann uns eine limnische Bildung darstellen. Godwin-Austen erwähnt nur von ihr ausdrücklich, daß sie lange, horizontal verlaufende Bänder vegetabilischer Substanz enthält, zerbröckelte Pflanzenstiele und Hölzer, also alte sumpfige Oberflächen, die getrennt seien durch sandige molluskenführende[2]) Zwischenbänke. Als Ursache für diese Seenbildungen nimmt er Rückstau durch Seitengletscher oder Bergstürze an.

Wir sind heute besser unterrichtet, nicht nur, daß die großen Zuflußtäler, Schigar-, Satpa- und vielleicht das Schayoktal, sicherlich vergletschert waren, auch im Becken von Skärdū finden sich in mehreren Etagen übereinander die Spuren der transportierenden und abschleifenden Wirkung der Gletscher. Godwin-Austens unteren See halten allerdings auch wir für einen Stausee im Schatten des Schigargletschers. Sein oberer See aber ist sicherlich Phantasiegebilde und die vermuteten Ablagerungen in diesem See sind nichts anderes als die vereinigten Moränen der Indus- und Schigargletscher, von denen die künftige Forschung nur noch die Endmoränen festzustellen hat. Vielleicht sind sie enthalten in der ungeheuren, von Drew[3]) anschaulich geschilderten Moränenanhäufung bei Katsura, am unteren Ausgang des Beckens von Skärdū. Hier mußte die Eismasse sich stauen und jedenfalls den größten Teil, wenn nicht das Ganze ihres Moränenmaterials fallen lassen.

[1]) Wäre der Schuttkegel des Satpabaches nicht, so würde man den eigentümlichen Lauf des Indus wohl am ehesten als epigenetischen Durchbruch erklären. Der Fluß wäre auf der Höhe des Burgfelsens geflossen und hier eingesunken. Doch ist unsere Erklärung durch Abdrängung und Benutzung einer vorgebildeten Hohlform einfacher.

[2]) Fossile Schnecken aus der Terrasse von Skärdū brachte zuerst Th. Thomson mit (Western Himalaya and Tibet, London 1852, S. 220). Bestimmt wurden sie von S. P. Woodward (On the land and freshwater shells of Kashmir and Tibet, collected by Dr. T. Thomson. Proc. of the Zool. Soc. of London, Part. XXIV, 1856, S. 185—87). Später fand Godwin-Austen solche in einem grauen Mergel bei Kuardu. (S. P. Woodward, Note on the Land and Freshwater Shells, collected by Captain Godwin-Austen, Quart. Journ. Geol. Soc. XX, 1864, S. 388). Es sind, so weit ich erkenne, alles noch lebende Arten, so daß die Terrasse von Skärdū keinesfalls älter als diluvial ist.

[3]) Drew, S. 372f. Von Lydekker gar nicht erwähnt, also nicht aufgesucht oder nicht in seiner Wichtigkeit erkannt.

1. Die Ansiedlung Skārdū.

Es fällt schwer, von einer Stadt zu reden, obwohl Skārdū der Hauptort von Baltistān und Sitz des Rādscha ist. Die Sohle des Industales ist wüst und sandig, der große Schuttkegel des Satpa-Tschu ist wüst und steinig. Der Burgfelsen ist ohne Wasser, außer einer wunderbar kühlen und reichen Quelle am Ostfuße über dem Flusse. Die Ansiedlung kann also nur auf der Terrasse liegen. Diese ist aber durch die früher wirksame Erosionstätigkeit des Satpaflusses aufgelöst in Reste und Streifen, die durch keine von der Natur vorgezeichnete Straße verbunden sind. So ist Skārdū keine zusammenhängende Stadt geworden, sondern gleicht den auf Hügeln zerstreuten Vororten orientalischer Städte. Ein Terrassenrest trägt das Fort, eine von Türmen flankierte Lehmmauer, ein anderer ist der Observatoriumshügel; auf anderen schwach abgesetzten Terrassenresten liegen die Häuser, die wenigen Läden, dazwischen Felder und baumreiche Gärten und Wasserläufe mit frischem, klarem Wasser. Politische oder kommerzielle Bedeutung besitzt Skārdū nicht. Mit Kaschmir, Ladāk und Astor ist es durch äußerst beschwerliche, aber auch für Bergpferde gangbare Pfade verbunden. Jedoch die Pässe an den Oberläufen des Schigar sind sämtlich gegen 6000 m hoch, vereist und nur nach tagelanger Gletscherreise zugänglich, und zwar heute nur noch für Bergsteiger; praktisch sind sie also ohne Bedeutung, und um nach Hunza oder Nagar zu gelangen, muß man den Umweg über Astor und Gilgit machen, um nach Turkestan zu gelangen, über Leh. Daher ist auch in Skārdū kein Europäer, weder Beamter noch Kaufmann, angesiedelt.

2. Der Satpa-See.

Als hauptsächliches Argument gegen die Annahme einer Eiszeit im Himalaya wurde von jeher die behauptete Seenarmut angeführt. Es fehlen im nordwestlichen Himalaya allerdings die großen Talseen. Doch wäre der Schluß verfrüht, daß sie niemals bestanden haben sollten; der ungeheure Betrag, den die Abtragung erreicht, kann für die schleunige Zuschüttung der etwa im Talverlauf eingetretenen Wannenbildungen verantwortlich gemacht werden. Kleine Felsbecken sind aber in allen Teilen des Hochgebirges vorhanden, aus der Pir Pandschāl-Hochkette werden sie erwähnt[1]; im Oberlauf des Sind, des Lidar und am Haramuk[2]) sind solche gefunden worden, in den Randgebirgen der Déusī, in Sikkim. In vielen Fällen mögen sie zugeschüttet oder trocken gelaufen sein, aber was vorhanden ist, zeigt doch, daß auch im Himalaya die Hochgebirgsnatur der Gipfelketten den Wirkungen der Eiszeit mit verdankt wird.

An einer Stelle aber konnte ich auch einen wirklichen Talsee glazialer Entstehung studieren, den Satpa-See.

Es mündet bei Skārdū von S her, durch eine Moräne geschlossen, das mehrfach erwähnte Satpatal. Dieses ist ein Stufental, und die erste Talstufe trägt, etwa 4 km von Skārdū, den blaugrünen See. Er ist etwa 1200 m lang. An seiner rechten Seite entlang zu gehen, auf einem steinigen, holperigen, Bergsturztrümmer und auch einen Moränensporn überschreitenden Pfade, brauchte ich 36 Minuten. Das linke Ufer ist Felsufer, Bergsporne wechseln mit Schutthängen, so daß die Uferlinie dreimal gebuchtet erscheint. Mindestens 2 km lang setzt sich die wassererfüllte Talweitung als trockner Flachboden nach aufwärts, gegen das Dorf Satpa hin fort. Die Breite des Flachbodens ist etwa 350 m. Der Zufluß ist geteilt, ein Arm des Satpabaches mündet ganz rechts, einer

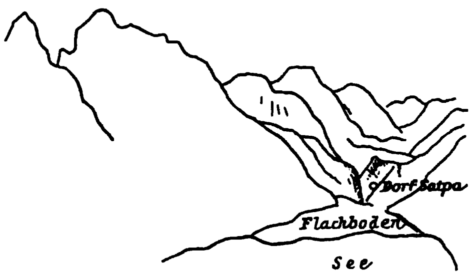


Fig. 26. Der Satpa-See, gegen oberhalb gesehen.

[1]) Drew, S. 202ff. und Lydekker, Memoirs XXII, S. 27f.

[2]) Lydekker, Memoirs XXII, S. 27.

ganz links, und diese Arme sind wiederum geteilt. Der Boden der Niederung ist grasig oder mit Gestrüpp bedeckt, auch Schuttblöcke und Gerölle liegen hier.

Der Flachboden mit dem See macht den Eindruck einer bis zu einem bestimmten Niveau zugeschütteten, gerade gerichteten Talwanne. Wie weiter unterhalb unter die Wasserfläche, so tauchen im oberen Teile die Felssporne der linken Talwand unter die Oberfläche der Zuschüttung.

Im See, und zwar gegen sein unteres Ende zu, liegt eine runde Felsinsel, wahrscheinlich ein Rundbuckel, nach unten zu mit Trümmern und Blöcken bedeckt.

Vor das untere Ende des Sees legt sich nun von links her ein hoher Schuttwall,

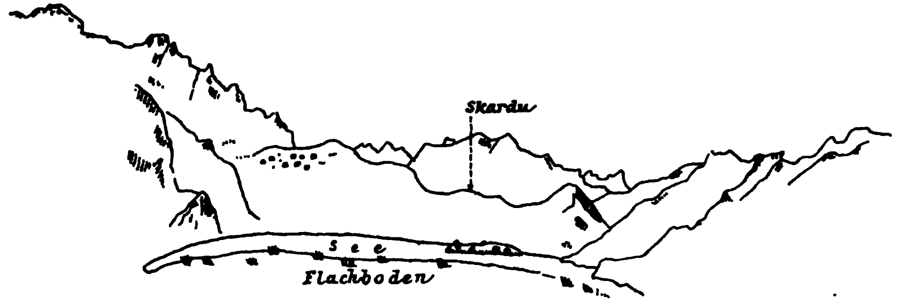


Fig. 27. Der Satpa-See, gegen den Ausfluß gesehen, mit der Insel und dem abschließenden Moränenwall.

dessen Oberfläche etwa mit der des Burgfelsen stimmen mag. Diesen Schuttwall mit seinen bereits ziemlich gerundeten Gneisblöcken spreche ich als Moräne an. Der Ausfluß findet auf der rechten Seite dieses Schuttwalles statt, und zwar verbleibt er zunächst noch eine Strecke lang auf der Höhe der Stufe, die nordnordöstliche Richtung des Sees fortsetzend; nach weniger als 1 km aber biegt er in die NNW-Richtung ein und fällt tief herab in eine Schlucht. Die Moräne der linken Seite ist hier an der Biegung in mehrere Reihen von Erdpfeilern aufgelöst. Auch auf der rechten Seite liegt eine Schuttablagerung, die ich für Moräne, vielleicht für eine jüngere Moräne, hielt. Kurz unterhalb des Austrittes des Satpaflusses aus dem See hat der Bach eine Halde wüst durcheinander liegender, ziemlich gerundeter Blöcke angeschnitten, die gegen unterhalb durch eine Bergsturzhalde fortgesetzt wird.

Von Skārdū aus ist der hohe Moränenwall gut zu sehen, auch eine niedrigere, mehr sandige und darum gleichfalls wohl als Moräne anzusprechende Terrasse tritt vom rechten (im Anblick natürlich vom linken) Talhang ihm entgegen. Und aus diesen Moränen ergießt sich der breite Satpa-Schuttkegel gegen Skārdū hervor.

So ist die Satpaniederung eine echte Moränendamm-Wanne. 3 km lang, $^{1}/_{2}$ km breit, stellt sie einen, allerdings zum größten Teil zugeschütteten Talsee dar, der in jenen Teilen des Himalaya jedenfalls einzig in seiner Art ist.

VIII. Das Schigartal, ein Gebiet glazialer Ausräumung.

Man kann sich keinen schärferen Gegensatz vorstellen, als den zwischen dem Industal und dem Schigartal. Das Industal eine Schlucht, nackt oder hoch hinauf mit Sandablagerungen erfüllt. Fast nirgends die Möglichkeit, längere Zeit im Talgrunde zu gehen, die Sohle stets fast ausgefüllt vom Flusse. Dagegen ist das Tal des Schigarflusses breit, mit flacher Talsohle, in der der Fluß oft zerteilt sich hin und her windet. Bis auf die Schuttkegel an der Seite ist aber auch das Schigartal nackt und öde, und der Verkehr hinüber und herüber ist durch die vielfache Zerteilung des Flusses sehr erschwert; man setzt auf

Fellbooten über, und der Weg das Tal hinauf geht links oder rechts am Gehänge hin, meist auf den Schuttkegeln, doch kommt auch eine Stelle vor, zwischen Tsogo und Molto, wo man eine Felswand nur mittels einer Leiter überwindet.

Der Schigar entsteht aus den beiden Quellflüssen Bascha und Brāldū. Der Bascha ist der Abfluß des Tschochogletschers[1]), der Brāldū ist der Abfluß des Biafo- und des Baltōrogletschers. Die größten Gletscher der Erde also vereinigen sich, den Schigarfluß zu speisen. Bascha und Brāldū haben enge Täler gebildet, mit Felsleisten und geschliffenen Gehängen, ohne viel Platz für Schuttkegelentwicklung. Der Brāldū kommt von O, der Bascha von NNW, und der Schigar setzt des letzteren Richtung fort. Von der Vereinigung beider Flüsse ab ist der Talgrund weit, die Sohle ganz flach.

Von hier bis zur Einmündung in das Becken von Skārdū ist die ganze Talflucht mit einem Blick zu übersehen, so daß das Auge die etwa 40 km betragende Längserstreckung bei weitem unterschätzt; und so breit ist das Schigartal, und seine Sohle ist so flach, daß es von seiner Umschwenkung an unmerklich in das Becken von Skārdū übergeht. Die Höhe der Talsohle steigt von der Mündung bei Skārdū bis zur Bascha-Brāldū-Vereinigung auf eine Länge von 48 km nur um 290 m: eine Ablesung für einen Punkt im Bascha-Brāldū-Delta gibt 8277 Fuß = 2489 m Meereshöhe an.

Das Schigartal ist ein Gebiet glazialer Ausräumung, es war die Bahn eines gewaltigen Gletschers, der das vorher vielleicht schluchtartige Tal umgestaltete, ihm U-Form gab und seine Sohle zuschüttete. Die Eismasse verhüllte die Gehänge bis weit hinauf, am Grunde wie an den Wänden arbeitete die subglaziale Verwitterung, auch mag die große Masse des strömenden Eises die im Wege stehenden Hindernisse beseitigt haben. Jedenfalls bietet das Schigartal ein ganz anderes Bild als das gleichfalls glazial ausgestaltete Baschatal und ist vollends gar nicht zu vergleichen mit dem Industal, das von Flußablagerungen erfüllt ist. Moränen haben sich im Schigartal nur an wenigen geschützten Stellen erhalten, aber die Gehänge zeigen vielfach die Rundbuckel- und Schliff-Form. Im großen und ganzen sind die Talgehänge einfach, es fehlt die reichliche Abstufung. Die Verwitterung hat hier an den nackten Gehängen schneller gearbeitet als anderswo und alle Modellierung der Gehänge vernichtet. Nur an einer Stelle sah ich ein durch Graswuchs ausgezeichnetes Terrassendreieck sich von der Felswand abheben; das war am rechten Gehänge ziemlich weit oberhalb, Mango gegenüber. Eine starke Felsleiste aber ist dem linken Gehänge unterhalb Schigar vorgelagert, kurz vor der Einbiegung in das Becken von Skārdū. Geschliffene und zu Rundbuckeln umgearbeitete Gehänge sind an der Einmündung der Seitenschluchten erhalten. Auf der rechten Seite öffnen sich zum Schigartal keine Seitentäler; der Indus fließt in wenigen Kilometern Entfernung dem Schigar parallel, und das wasserscheidende Gebirge erhebt sich zu einem prachtvoll ausgestalteten Kamme, mit Nadeln und Pyramiden, zwischen denen Kare eingemeißelt sind, aus denen steile Gehängegletscher hernieder schauen. Sie endigen alle hoch über dem Talgrund, hängen nieder in die Schluchten, und an ihren Enden rieseln die Wasser herab, aber es ist kein Raum zur Ausbildung eines Tales. Während so auf der rechten Seite nur einige zehn Gletscher herabhängen, ist die linke Talseite durch drei oder vier Schluchten unterbrochen, die bis auf das Niveau des Schigar selbst eingeschnitten sind. Zunächst sieht man bereits an der Einmündung des Brāldū, ja am Bergsporn zwischen Bascha und Brāldū, daß die Gehänge zu Rundbuckeln abgeschliffen sind, ferner sind solche ausgezeichnet zu bemerken an der linken Seite der Mündung der zweiten Schlucht oberhalb Schigar, die auf der Trans Frontier Daltanbori Nallah heißt. Ganz charakteristisch ist ferner die Form des rechten Talgehänges an der

[1]) Chogo Loongma-Gletscher der Karte, in der Literatur auch Arandu-Gletscher genannt.

Das Schigar-Tal mit Schigar, stromaufwärts gesehen.
Geradeaus der Kosor gang.



Ausgang der Baumaharel-Schlucht bei Schigar.

Umbiegung: der Gebirgsstock des Marschala ist in einen Sporn ausgezogen, der, im Profil gesehen, eine undeutlich gewordene Hochfläche etwa einen alten Talboden, trägt. In diese Hochfläche ist der Trog des Schigartals eingesenkt. Von einer etwas erhöhten Schulter stürzt die Trogwand in sehr steilem Winkel ab. Gegen die Talsohle zu springt die Wand noch einmal spornartig vor. Alle Formen aber sind gerundet und geschliffen.



Fig. 28. Rundhöcker am Ausgang der Daltanbori Nallah.

Material, das als Moräne gedeutet werden könnte, bildet die Abhänge der linken Talseite im oberen Teile der Schigartalweitung, wohl einige 100 m hinauf. Die einzige Stelle, wo sich Moräne im Tale selbst halten konnte, ist bei der Umbiegung gegenüber jenem Felssporn. Hier entstand im Schatten der Bewegung vor dem Vorsprung des Sporns von Strongdokmo eine Stauung, und da blieb dem Gehänge eine Schutt-Terrasse angelagert. Die meisten Blöcke sind Gneise. Doch kommt auch vielfach noch das Hornblendegestein vor, das in den Geröllablagerungen des Tschochogletschers so oft angetroffen wird.

Die eigentümlichste Stelle im Talgehänge aber ist die Mündung der Baumaharel Nallah in der Ortschaft Schigar selbst. Die Nallah mündet durch einen engen Spalt im Gneisgehänge. Kommt man von weiter oben im Schigartal, so bemerkt man wohl an einer Unterbrechung im Gehänge, daß hier ein Seitental einmündet. Aber dieses erscheint durch einen hohen Schuttwall gesperrt, oder vielmehr von einer steil abfallenden Schuttablagerung ausgefüllt. Erst bei näherem Herankommen sieht man, daß das Tal heute seitlich neben dem Schuttwalle, und zwar kurz unterhalb desselben, in einer wenige Meter breiten Spalte heraustritt. Zwischen Schuttwall und Talöffnung ragt das Granitgneisgehänge zu einer spitzen Nadel auf. Die Spaltenwände sind so schroff, daß kein Weg im Talgrund führt; ein hölzerner Steg ist um das linke Felsgehänge herumgebaut. Hat man die kurze Durchbruchsstrecke passiert, so wird das Tal wieder breiter, der Pfad zieht wieder in den wiesenbedeckten Talgrund, und man bemerkt, wie ein hoher Schuttwall, das rechte Gehänge des Tales bildend, an der Felsnadel ansetzt. Große Blöcke erweisen diesen Schuttwall als Moräne, und wenn man diesen Moränenhang weiter aufwärts verfolgt, so bemerkt man bald, wie die Höhe der Zuschüttung der Oberkante der Felspforte ursprünglich mindestens gleichkam.

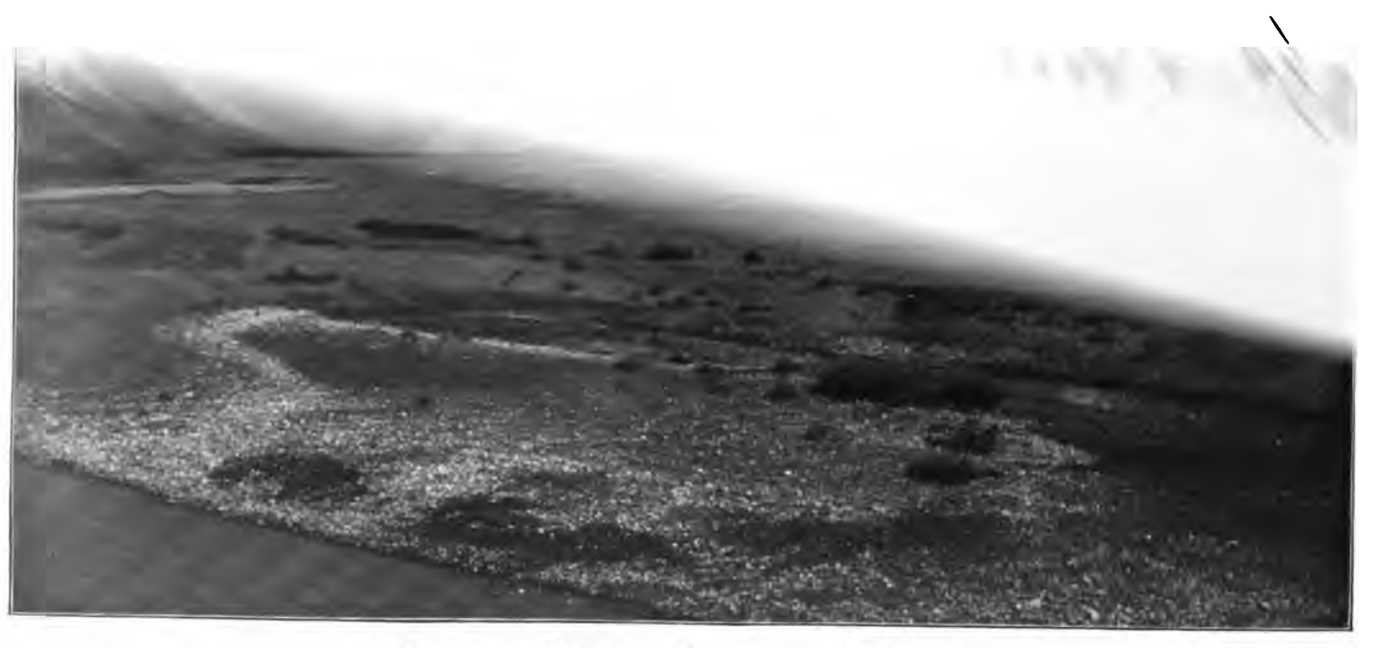


Fig. 29. Ausgang der Baumaharel Nallah.

Als ich diese Stelle kennen lernte, kam ich gerade vom Studium des fast 50 km langen Tschochogletschertals, das weit herab in die Region blühenden Vegetationslebens reicht, dem in Seitentälern frische Bergströme zueilen, aber auch mächtige Seitengletscher, die gezwungen sind, vor dem vorüberziehenden Hauptgletscher ihre Moränen abzulagern. Ebenso hat auch der Gletscher der Baumaharel Nallah sein Tal sich selbst verbarrikadiert und lag schließlich hoch oben über seinem alten Bette. Beim Wiedererwachen der Erosion schnitt der Fluß ein klein wenig links seines früheren Bettes ein; es traf sich, daß er hier nur eine geringe Mächtigkeit von Moränenmaterial zu durchsinken hatte und bald im alten Seitengehänge der linken Seite zu liegen kam. Irgendwelche Verhältnisse zwangen ihn zu raschem Tiefereinscheiden, und so grub er die enge Felspforte von Schigar aus, durch die er zugleich das sein altes Bett erfüllende Moränenmaterial hinaustrug. Mittlerweile arbeitete die Verwitterung an dem oberhalb zur Seite liegen gebliebenen Schuttwall, seine obersten Partien fielen der Zerstörung anheim, und als rechtsseitige Begrenzung der Baumaharelmündung wurde die Felsnadel herauspräpariert. Anders als durch Aufstauung eines Baumaharelgletschers durch einen draußen vorbeifließenden Schigargletscher läßt sich die Klamm von

.ß
nde
eren
chen,
Arme
fregend,
r dienen-
niederem
so daß man
hsel unter-
Vergleicht
0/61 stammt,

ng, und zwar zu
hänge der Quer-
Die Glazialspuren
merkte Lydekker
und die erratischen
vereinigten Bascha-
sten. Mir war diese,
Stelle (Records XIV,
XII), werden nur die
meinen erwähnt, aber
h gemacht (S. 36).
Weise ausgesprochen,



Zusammenfluß von Bascha und Brāldū.

mit den heutigen Verhältnissen, so ergibt sich, daß die Flüsse die Stelle ihrer Vereinigung um etwa 4 km nach S vorgeschoben haben. Ursprünglich floß der Bräldū, von O kommend, etwa in seiner bisherigen Stromrichtung schräg hinüber zum Bascha, der als richtunggebender Hauptfluß gelten konnte. Auf diese frühere Einmündung gegenüber dem Dorfe Molto bezieht sich wohl die erwähnte Côte 8277 Fuß. Nun aber baute der Bascha an seiner linken Seite einen Schuttkegel vor, der um den Bergsporn zwischen Bascha und Bräldū herumgriff und so den Bräldū nach seinem, dem linken Gehänge abdrängte. Aber auch der Bascha wurde nach dem rechten Talgehänge abgedrängt, und so fließen heute beide Flüsse, obwohl in breitem Tale, hart an jedem Gehänge, ja schneiden ihre Gehänge an: ein Musterbeispiel für die Ausarbeitung einer Talweitung durch seitliche Erosion am Zusammenfluß zweier Ströme. Nachdem sie auf diese Weise einige Kilometer weit nebeneinander hergeflossen sind, fließen sie in schönem Bogen, aber doch mehrfach geteilt, zusammen, etwa in der Mitte der Talbreite.

Der Raum zwischen den Flußbetten oder -armen ist ein Geröllager. Die Geröllgröße ist 20 cm, nur selten erreichen die Stücke 30 oder 40 cm. Außer einigen zerstreuten Büschen ist keine Vegetation vorhanden, und der Wanderer freut sich, wenn er nach der anstrengenden Arbeit des Gehens über die Steine auf kurze Strecke sandigen Grund spürt.

Wie das fließende Wasser hier nach Herzenslust schaffen und zerstören kann, so arbeitet auch die atmosphärische Verwitterung mit allen Mitteln. In der Bascha-Bräldū-Niederung ragt eine Anzahl unregelmäßig aufgeschütteter Hügel auf. Es sind vor allem vier nahe zusammenliegende, 30—50 m hohe Aufschüttungen[1]) und weiter oberhalb mehrere kleinere. Sie bestehen aus lauter gleichartigem Material, das mir Protogin zu sein schien, außer wo sie mit Flugsand überschüttet sind. Die Blöcke sind zum Teil riesig. Der Zwischenraum zwischen den einzelnen Blöcken ist leer, und nur im Windschatten sind manche dieser Trümmerhügel in Flußsand, zum Teil mit Geröllen, eingehüllt. Die Form der Hügel ist verschieden; einer ist heute in seiner Oberfläche gerundet, ein anderer ist länglich-eckig, ein dritter sieht aus wie ein ursprünglicher Trümmerhaufen. Es ist keine Moräne, es sind Bergsturztrümmer. Der Ursprungsort ist eine ganz flache Nische, 100—150 m über dem Bascha-Ufer. Das rechte Gehänge besteht in der Tat aus Protogin, wie ich am Schuttkegel von Tsogo bemerkte. Einzelne Riesenblöcke desselben Gesteins liegen zerstreut weiter oberhalb in der Talebene; auf den ersten Blick unterscheiden sie sich von großen, gleichfalls dort liegenden Gneisblöcken, die ursprünglich einer Moräne angehört haben mögen, wahrscheinlich aber von Hochfluten hierher verfrachtet worden sind. Ein anderer Bergsturztrümmerhaufen der gleichen Art liegt wie ein Schuttkegel am Gehänge der rechten Talseite gleich unterhalb der Felder von Païschpūgon.

Weiter unterhalb, zwischen Tsogo und Gulapor, sind graugelbe Sande zu gewaltigen domförmigen Erdpfeilern ausgewittert.

Im untersten Teile des Schigartals, von der Umbiegung ins Becken von Skārdū an, ist der Talboden begrünt, zum Teil sumpfig, so daß eine Reihenfolge: Geröllboden—Sandboden—Sumpfboden stattfindet.

IX. Das Hochland der Déusī

als Beispiel einer gehobenen Fastebene.

Für gewöhnlich decken sich in den Faltengebirgen die Regionen der Grundgebirgsaufragungen mit denen der stärksten Faltung und der stärksten Entwicklung des Reliefs;

[1]) Sie sind auf Tafel 28 gut zu sehen.

begegnen wir im Faltengebirge großen Verebnungen, so handelt es sich meist um Auflagerungen des Deckgebirges, das verhältnismäßig ungestört verblieben ist oder durch Übermaß von Faltung wiederum horizontale Lagerung angenommen hat.

Ganz eigentümliche Verebnungen aber birgt der Himalaya, deren eine, die Déusī-Hochflächen, ich auf dreitägigem Marsche durchzogen habe. Die Déusī[1]) sind nicht etwa eine Aufragung, also beispielsweise eine breite, flache Antiklinalaufwölbung, auch nicht eine horstartige, zwischen Brüchen stehen gebliebene Gebirgsmasse, sie sind vielmehr eine Hohlform, aber eine ungeheuer breite und beinahe ringförmig zu nennende. Sie sind eine Hochfläche, zu der man von allen Seiten erst herabsteigen muß. Nur ein Fluß zieht in südöstlicher Richtung herunter, der Schigar, nicht zu verwechseln mit dem gleichnamigen Induszufluß in Baltistān. Der Schigar der Déusī bildet mit dem gewissermaßen aus einer Dependance der Déusī kommenden Schingo einen Zufluß des Drasflusses. Andere Flüsse, Quellbäche des Astorflusses sowie direkte Zuflüsse des Indus, wie der Satpafluß, entstehen im Rande der Déusī.

In der Mitte der Déusī, auf der Schamoskit-Stufe, hat man etwa folgendes Landschaftsbild: eine Hochfläche, ganz leicht unduliert; die Hügelwellen, deren Formen sanft gerundet sind, erheben sich höchstens 50 m aus den Talgründen; zwischen den einzelnen Hügelwellen fließen in ganz flachen, aber ziemlich breiten Tälchen windungsreiche Bäche, ganz flachufrig. Der Boden ist grasig, Steppe mit herausgewittertem Gestein oder hingestreutem Geröllmaterial. So sieht man viele Kilometer weit nach allen Seiten. Endlich wird über der äußersten sichtbaren Hügelwelle das Bild abgeschlossen durch einen Kranz von Hochgebirge, das ausgestaltet ist zu Gipfeln und Karen, die Gipfel setzen sich als Bergsporne, die Karnischen als seichte Täler in die Hochfläche fort: das Gebirge scheint auf der Fläche aufzusitzen. Mir kam der Vergleich, als ob die Ebene der Sitz, der zum Kar ausgehöhlte Gipfel die Rückenlehne, und die Bergsporne zu beiden Seiten die Armlehnen eines Thrones seien. Das Gebirge ragt nicht sehr hoch über die Fläche auf, enthält aber Firnfelder und Kargletscher. Einen Ausgang sieht man nirgends, der Weg folgt nicht dem entwässernden Schigarflusse, man kommt und verläßt über Sättel und dazwischen kreuzt man, einen nach dem anderen, die Quellarme des Schigarsystems.

Der Hochgebirgskranz im Umkreis hat eine Höhe von rund 5000 m, meist etwas mehr. Etwa 43 km beträgt der Durchmesser des ganzen Gebildes, gemessen von der Paßhöhe Burjé-La (im NO) zur Paßhöhe Sar-Sángari (im SW). Ein Kreis mit einem Durchmesser von 24 km (nach Drew) schließt die eigentliche Verebnung, die Plateauflächen und die flachen Täler, ein. Diese selbst liegen zwischen 3800 und 4000 m.

Der geologisch-tektonische Befund ist nach Lydekker[2]) wie folgt: In der Burjé-Nallah, in der der Pfad von Skārdū zu den Déusī hinaufführt, stehen die schwarzen und grünen Schiefer sowie die vulkanischen Gesteine der sog. Pandschālformation, des älteren Paläozoikums, an, überlagert von einer Synklinale jüngerer Gesteine (Zanskarsystem). Die Jochhöhe, also die nördliche Umrahmung der Déusī, gehört wieder der Pandschālformation an, deren Liegendes, weißlich grauer Granitgneis, die Oberfläche der Déusī zum größten Teile bildet. Auf diesem Gneis finden sich dann noch mehrere Reste einer ursprünglich wohl vollständigen Bedeckung mit Pandschālablagerungen: Schiefer, Konglomerate

[1]) Die Gebrüder Schlagintweit geben als wirklichen Namen dieser Hochflächenregion Biárza an, was in der Balti-Sprache »Grasberge« bedeutet. Die Kaschmiri aber sagen Deosái (Results, Bd III, S. 176). Die Schreibung »Deosai« ist seitdem allgemein geworden. Meine Begleiter, Baltī aus Satpa, sagten aber Déusī, und so entschied ich mich für diese Schreibung, zumal ich sie auch auf der ältesten Karte, die Kunde von dieser Gegend gibt, wiederfinde: Vigne (Travels in Kashmir usw., London 1842) schreibt auf der Karte: Elevated plains of Deosih, Deotsuh or Ghbertsuh. Im Texte schreibt er »Deotsuh«, ebenso wie zehn Jahre später Thomson und H. Strachey auf ihren Karten »Deotsu« und »Deotso« schreiben.

[2]) Lydekker, Memoirs XXII, S. 261f., 317f.

und Tuffe. Wie die Lagerung ist, davon sagt der Bericht nichts; nur daß der Schichtfall, soweit er entdeckt werden konnte, derselbe sei. Der Gneis ergibt sich als wahrscheinlich älter als die Pandschälgesteine, denn deren Schiefer wie deren Konglomerate enthalten Gneisgerölle. Ferner findet sich keine Andeutung dafür, daß der Gneis etwa ein umgewandelter Granit wäre, der einer jüngeren Intrusion entspräche; denn die Schiefer sind nicht verändert. Lydekker nimmt eine Ablagerung der zu den Schiefern gewordenen Gesteine auf der denudierten Oberfläche des Gneislandes an.

Das ist allerdings noch recht wenig. Aber es läßt sich bereits erkennen, daß die Déusī kein Tafelland sind, und daß die heutige Oberfläche ganz unabhängig von der geologischen Struktur des Bodens verläuft. Die Déusī sind keine tektonisch bedingte, keine aufgebaute, sondern eine ausgestaltete Hohlform. Das heißt, sie verdanken ihre Gestalt den Agentien, die bei der Bildung der Täler und Talweitungen wirksam sind, also der Tiefenerosion und seitlichen Erosion der Flüsse sowie den sonstigen Kräften der Abtragung. Tieferlegung der Flußbettsohlen geht Hand in Hand mit Erniedrigung der Wasserscheiden, Gebirgsland wird zum Hügelland, Hügelland zur »Fastebene«. Die Déusī sind eine Fastebene, eine Peneplain.

Wo aber ist der Fluß, der diese Peneplain geschaffen hat? Wir haben gesehen, wie die Hochfläche an ihrem Rande auf allen Seiten von Entwässerungssystemen angekerbt ist. daß sie aber von keinem Flusse durchzogen wird. Um eine Hochfläche, wie die der Déusī, durch Planation zu schaffen, dazu gehört ein kräftiger, von weit her kommender Fluß. Ein solcher ist nicht vorhanden. Der Schigar entsteht hier erst, fließt zusammen aus unbedeutendem Geäder eben auf der Hochfläche selbst. Und ferner werden derartige Hochflächen, derartige Peneplains nicht in so gewaltiger Höhe über dem Meere, ja über den Flüssen gebildet. Wenn unter den heutigen Verhältnissen, in einem späteren Zeitabschnitt, eine Peneplain im nordwestlichen Himalaya sich herausbilden sollte, so würde dies am Indus geschehen, etwa in der Region, wo Schayok, Indus und Schigar sich vereinigen. Aber nun befindet sich die Peneplain der Déusī hoch über und unmittelbar hoch über dem Becken von Skārdū, in das man vom Burjé-La am Rande der Déusī hineinblickt. Die Hochfläche der Déusī muß also eine Hebung erfahren haben, bei der ihr beherrschender Fluß zerbrochen, verschwunden ist. Und so hoch hinauf ist die alte Peneplain geraten, daß sich noch keine Möglichkeit gefunden hat, sie durch Anschneidung, durch rückwärtige Talverlängerung aufzuarbeiten: die Déusī-Hochfläche ist das Muster einer in jugendlicher Zeit gehobenen, noch fast unverletzten Peneplain.

Diese Hebung hat denn auch wohl nicht allzu lange vor der Eiszeit stattgefunden, aber jedenfalls vor oder wenigstens zu Beginn derselben. Denn die Spuren der Vergletscherung finden sich allenthalben auf der Hochfläche, während ältere Talablagerungen weder mir noch anderen Beobachtern bekannt geworden sind.

Im folgenden seien die Beobachtungen wiedergegeben, die ich längs des Weges von Skārdū nach Burzil auf den Déusī machte. Der Aufstieg von dem Becken zu dem in der Luftlinie nur 12 km entfernten Steilrand der Déusī erfolgt in dem Tale des Burjé-Baches, zuerst in einer Schlucht, geradezu einem Spalt, in dem der Bach mit gleichmäßigem Gefälle schräg herunter kommt. In einer Felsenge tritt das Gehänge nahe zusammen, oberhalb weitet sich das Tal zu der Moränenstufe von Tschogo Tschumik aus[1]). Darüber nimmt es den Charakter einer seichten Schlucht von V-förmigem Querschnitt an und endet in

[1]) Ich notierte Moränenzüge. Godwin-Austen (Journ. of the Royal Geogr. Society, Bd XXXIV, 1864, S. 22) spricht nur von Gehängeschutt, der den Fluß auf anderthalb Kilometer überschüttet und vollständig verdeckt habe, so daß er bei Tschogo-tschu-mik (= Großes Wasserauge) als kristallklare Quelle herausfließt.

einem seichten Trichterzirkus, der mit Moränenschutt erfüllt ist. Und zwar ist das anstehende Gestein der leichtverwitternde schwarze Pandschälschiefer, so daß die ganze Karmulde mit ihren Moränenzügen von zerbröckeltem grobem Schiefergrus erfüllt ist.

Das Joch über den Burjé-Nallah, Burjé-La, verdankt seine Existenz oder vielmehr seine Ausgestaltung der Wechsellagerung leichter und schwerer zerstörbarer Gesteine. Die Schiefer sind ziemlich steil geneigt, die Schichtköpfe sind zu spitzen Graten herausgewittert, und eine Serie weicherer, bröckeliger Schiefer ist zum Sattel denudiert. Nach beiden Seiten, gegen W wie gegen O, zieht ein Grat, der das Joch nur wenig überhöht. Nach S fällt die Jochhöhe mäßig steil, nach N aber sehr steil ab. Die Meereshöhe ist 4780 m[1]). An der Nordseite des Passes, sowie in allen Nischen und Winkeln der Felsumkränzung, liegt Firn, der unterhalb des Passes selbst zu einem kleinen Gletscher mit Randspalten verhärtet ist. Die großen Massen von Grus und Geröll vor dem Gletscher rufen den Eindruck einer früher bedeutend größeren Ausdehnung des Gletschers hervor sowie der hochgradigen unter dieser Gletscherdecke wirksam gewesenen Verwitterung. Denn Obermoränen mag es dort nicht viele gegeben haben, und gegen einen Transport unter dem Eise spricht die plattig-schieferige Gestalt der Stücke.

Das Joch selbst war (zu Beginn des September) schneefrei. Unvergeßlich durch Größe und Farbenpracht der Landschaft ist mir die Stunde, die ich hier oben verweilte. Kurz unterhalb scheinen die Talgehänge zusammenzutreten, und tief unten, im Ausschnitt, den die Gehänge freilassen, erblickt man einen der Felsklötze von Skärdū, dahinter die grüne Baumoase von Schigar und riesengroß darüber das Schnee- und Eisgebirge am Ursprung der Skoro- und Baumahareltäler. Die Schneepyramide des Mango Gusor ragt zu 6280 m auf, so daß auf dieser Seite Höhenunterschiede von 4000 m überblickt werden. Aber unter der Menge stolzer Berggipfel, die im Hintergrunde aufragen, sind wohl auch die Riesen Mascherbrun und K_2 zu sehen.

Doch zur anderen Seite! Hier blickt man in ein flaches Becken, das höchstens 200 m tief eingesenkt ist und das nur die äußerste Kammer einer ausgedehnten Hochfläche darstellt. Gerundete Höhen ziehen vom Grat westlich des Passes herum, und ein schärfer konturierter Hügel (auf Taf. 31 rechts sichtbar) schließt hier das von oben sichtbare Stück der Hochfläche ab, das obere Buchmobecken. Östlich vom Jochübergange zweigt sich vom Grate gegen SW ebenfalls ein solch scharf konturierter Hügelrücken los. Die schwarzen Schiefer sind zu hervorstehenden Rippen herausgewittert; dazwischen ist das Gestein zu Schutt zerfallen, und am Fuße dieses »Schwarzenstein« liegen zwei kleine Seen, einer unmittelbar unter den Felsen, ein zweiter etwas weiter davon, im Gras. Zwischen diesem »Schwarzenstein« und dem erwähnten Hügel rechts erblickt man in den bekannten Farben- und Helligkeitsabstufungen drei weitere Hügelzüge von derselben mäßigen Höhe, getrennt durch Hochfläche, und weit hinten am Horizont das begrenzende Hochgebirge. Dazwischen also liegen die Déusī.

Das obere Becken von Buchmo ist ein Kar, eines von denen, wie sie allseitig in der Umrandung der Déusī gesehen werden. Schneereste enthält es in den Runsen des »Schwarzenstein« und ist gut durchfeuchtet, worauf außer dem reichen Graswuchs die Anwesenheit der Seen deutet. Der obere See ist ein echter Karsee, den unteren können wir als »See in einem Kar« bezeichnen. Er liegt, wie erwähnt, frei im Grase vor der Felswand, ist aber gegen unten durch einen Felsriegel geschlossen, den sein Abfluß durchschnitten hat. Beide Seen, die übrigens ganz klein sind, mögen Reste eines einzigen ehemaligen größeren Karsees sein. Der obere, ohne oberirdischen Abfluß, ist von prachtvoll

[1]) 4833 m nach Godwin-Austen.

Die Burjé-Nallah.
Blick zum Becken von Skārdū und den Hochgipfeln des Mustag-Gebirges.



Burjé-La, der nördliche Zugang zu den Déusī-Hochflächen, von der Burjé-Nallah aus.

Das obere Buchmo, vom Burjé-La aus.

dunkelgrüner Farbe. Noch zwei andere Seen sah ich weiter gegen SW. Als Moränengerölle deutete ich einige gerundete Gneisblöcke, deren Muttergestein am Hange westlich der Jochhöhe als Liegendes der Schiefer ansteht.

Aus dem Becken des oberen Buchmo zieht mit rechtwinkliger Umschwenkung ein Tal auf eine Länge von etwa 18 km nach S, das Buchmotal. Der sumpfige Boden bringt ein herrliches Grün mit reicher Blumenflora hervor, ist daneben aber auch Ursache einer bedeutenden Fliegenplage. Die beiderseitige Begrenzung des Tälchens bilden Längszüge von Moränen. Zu verschiedenen Malen ziehen von der rechten Seite her Moränenzüge fast ganz quer über das Tal: Endmoränen während des Rückzuges der Vergletscherung. Nach der zweiten derartigen Quermoräne wird die Talsohle schmäler, der Bach liegt tiefer als der Pfad; dann tritt vom rechten Gehänge her eine hohe Blockmoräne spornartig vor, deren Außenseite gerundet ist. Damit, bei Ali Maliki Mar[1]), tritt das Buchmotal in die eigentlichen Déusī-»Plains« hinaus.

Hydrographisch betrachtet sind die Déusī das Sammelbecken eines Flußfächers. Hier fließt der Schigararm des Schingo-Schigar zusammen aus den Adern

Teak-tschu
Buchmo-tschu
Pealung-tschu
Lachmalung-tschu
Tschogo-tschu
Gong-kór-tschu (3 Arme)
Blach-bui-tschu[2]).

Die Fächerform ist die typische Form der Entwässerung für Hochflächen, die ein einseitiges hydrographisches Gefälle haben, also z. B. für solche, die erst auf einer Seite von einem fremden Flusse angezapft worden sind. Dieser Fall ist hier eingetreten; allerdings fließen nordöstlich der Buchmo- und Teak-tschu-Adern die Quellbäche des Satpatals ab. Nach der mir vorliegenden Übersichtskarte fließt der hauptsächliche Quellbach dieses Systems genau parallel dem östlichsten der Schigar-Déusī-Bäche. Eigentlich müßte er zwischen der ersten und der zweiten Bachader des von uns im Vorstehenden aufgeführten Flußfächers zum gemeinsamen Flußknoten hinfließen. Aber er schwenkt kurz vor der Stelle des erwarteten Zusammenflusses nach N ab und fließt als Satpa-tschu zum Becken von Skārdū. Eigentümlich berührt uns, und vielleicht nur historisch zu verstehen ist, daß der am meisten begangene Pfad von Skārdū her nicht das so unmittelbar zur Begehung einladende Satpatal benutzt, sondern den Umweg durch die Burjé-Nallah macht, obwohl der Paß hier vereist ist. Auch in rein wissenschaftlicher Hinsicht kann das Satpatal zum Nachdenken anregen. Es scheint hier einmal der seltene Fall eingetreten zu sein, daß, während an anderen Orten die Südentwässerung auf Kosten der Nordentwässerung, hier die Nordentwässerung auf Kosten der nach S (in diesem Falle nach SO) gerichteten über die Wasserscheide gegriffen hat.

Die in der Aufzählung der Quellarme des Schigar angeführten Bäche sind ihrerseits wiederum verzweigt. Schon das untere Buchmotal hat nicht mehr die Gebirgsumrahmung des Hochflächenblocks zur Begrenzung; es empfängt von links her zwei Seitentäler, die aus ähnlichen Karen oder Primitivkaren kommen, wie das obere Buchmo eines gewesen war. Übrigens ist weder Tiefe noch Breite der Quelladern des Schigar bedeutend. Sie

[1]) Mar bedeutet auf balti die aus Steinplatten abgegrenzten Hütten.

[2]) Dieses sind die Baltī-Namen für die Déusī-Flüsse. Auch die eine arische Sprache redenden Dards von Astor und Gurez geben ihnen Namen, die an der Endung »woi« erkenntlich sind, was Wasser bedeutet, wie »tschu« in der Sprache der Balti. Die Karten geben meist die dardischen Namen an erster Stelle wieder; daher heißt unser Buchmo-tschu Bugiwoi usw. (Drew, a. a. O. S. 379).

werden durchschritten oder sehr bequem durchwatet, auch sind sie nicht eingetieft, sondern fließen wie Bäche jungen Ursprungs in seichten Tälern im Wiesengrunde. Und doch herrscht diese Oberflächenform auf weite Erstreckung, einen ganzen Tag über bleibt man im Tiefsten der Hochfläche, und zweimal hatte ich das Zelt auf den Déusī aufzuschlagen.

Die Wanderung über die Déusī macht mit einer öden, weiten, baumlosen Landschaft bekannt. Aber nicht mit einer Wüste. Vegetation, d. h. Graswuchs, ist, wenn auch nicht reichlich, so doch vorhanden, im Buchmo sogar sehr reichlich. So fehlt die Vegetationslosigkeit der weiter nördlich gelegenen Landschaften, und darum ist auch die Verwitterung ziemlich unwirksam, und es fehlen die eigentümlichen Formen, zu denen sie im benachbarten Indusgebiet den Felsgrund umgestaltet. Alle Formen sind sanft gerundet, wellig und kuppig, alles ist von dem einstmals darüber hinweg streichenden Eise geschliffen worden. Die Déusī waren zur Eiszeit ein gewaltiger Eisbehälter, und es scheint, daß sie nicht etwa nur ein Firnbecken waren, sondern vielmehr eine wirkliche Gletscherausbreitung, nach Art der Vorlandgletscher. Alle Oberflächenformen auf den Déusī sind geschliffen. Allerdings sieht man wirkliche kleine Buckel, »roches moutonnées« nur selten — aus der Gegend beim Zusammenfluß von Teak-tschu und Pealung-tschu habe ich solche aufnotiert — das kommt aber nur von der Größe der Formen; die Gletscher hatten nicht Täler mit wechselndem Gehängecharakter umzugestalten, sie schnitten erst Täler heraus; die Widerstände waren gering oder sehr gleichförmig, so daß Ausarbeitung kleiner Gehänge- oder Sohlenbestandteile nicht möglich war. Im übrigen mögen Verwitterung, Frost, Strahlung und Wind die ursprünglichen Oberflächen bearbeitet haben. Aber es blieb die ganz eigentümliche Rundung der Formen, von der besonders Tafel 33 Zeugnis ablegt. Wie nun diese Buckel und Wellen in den Gneis (oder Granit) der Unterlage eingeschnitten sind, sind die flachen Täler zwischen ihnen mit Steinen überschüttet, die nur Moräne sein können. Es sind Gneisgerölle, Gneis wie die Umrandung, wie der Untergrund. Auch Gerölle von Konglomeraten (Pandschälkonglomerat) kommen vor. Es scheint, daß die ganze Tiefe der Déusī, d. h. die Partien beim Zusammenfluß der Wasseradern und die Tälchen selbst, aus Moränen bestehen. Diese bilden buckelige Wellen, wie ich von meinem Lager am Pealung-tschu sah, oder breite Terrassen und von Tälern durchzogene Steinflächen. Eine solche Steinfläche ist die »Schamoskit«, eine etwas höhere Stufe bildend, zwischen Tschogo-tschu und Gongkór-tschu; zwischen solchen Terrassen fließt auch der Schigar aus der Déusī heraus.

Déusī heißt nämlich der tiefste Teil des Beckens, eben um den Zusammenfluß der Adern herum, und von da wird der Name auf die ganze Hochfläche übertragen. Hier war der Zusammenfluß der Eisströme, denn Eis war es, das die Geröllmassen herführte. Drew[1]) macht, und Lydekker folgt ihm darin teilweise, eine Unterscheidung. Auch Drew bemerkt die geschliffene Form der Talgehänge und führt sie auf Gletscherschliff zurück. Aber die Ablagerungen, über die er übrigens wertvolle Notizen gibt, erkennt er nicht als Moräne an. So besonders die des Schamoskitplateaus, von dem er sogar ein schematisches Profil gibt[2]). Er nimmt an, daß es sich um Ablagerungen von Flüssen handele, zwar von solchen, die ein Amphitheater von vergletscherten Bergen entwässerten, aber immerhin von Flüssen. Diese Flüsse hätten auf Eisschollen diese Gerölle hertransportiert. Also auch hier wieder die Drifttheorie! deren Herrschaft auf nichts anderem beruht, als auf dem Nichtvertrautsein mit Gletscher und Gletscherwirkung. Es fehlt uns jede Parallele zu einem solchen massenhaften Eistransport auf Flüssen. Man sehe die

---

[1]) Quart. Journ. Geol. Soc., Bd. XXIX, 1873, S. 464—67. The Kashmir and Jummoo Territories, S. 376f.

[2]) An ersterem Orte S. 465.

Die Déusī-Hochfläche, gegen S. gesehen.

Auf der Déusī-Hochfläche.
Gerundete Hügel, dazwischen der Nanga-Parbat.

Moränenmassen, in welcher Größe sie am Gletscherende ausgestoßen werden und wie bald sie die Dimensionen gewöhnlicher Flußgerölle haben. So bedeutend, wie z. B. der von mir studierte Tschochogletscher, waren die Eisströme der Déusi gewiß nicht, und schon 1/4 km unterhalb des Gletscherendes gibt es am Tschocho keine großen Moränenblöcke mehr. Und gar, wie soll man die breiten und mächtigen Terrassen durch Transport auf schwimmendem Eise erklären? Wie kam auf der Hochebene ein Gefälle zustande, das fähig war, derartige Blöcke zu bewegen? Ich sah am Pealungübergang einen, der gewiß mehrere Kubikmeter maß. Unserer heutigen besseren Kenntnis entsprechend machen wir für die Herbeischaffung dieser Blöcke und Geröllmassen die Gletscher verantwortlich. Von allen Seiten wälzten sich diese Gletscher aus den Innenkaren der Umrandung auf die Hochfläche, zu Zeiten ... Gletscher individualisiert gewesen sein, zu Zeiten verschmolzen zu eine ... bedeckung[1]). Die Déusī stellten alsdann ein großes Eisreservoir dar ... in der natürlichen Abzugsrinne, im Schigartal, hin... die Erniedrigungen der Umrandung. Wenigstens g... der Burjéschlucht als aus dem Buchmo... stein im Quelltrichter de... aber kamen die Gneise vo...

Eine ... , weil es dem am meisten ... st. Daher sind die »Déusī ... er Munde. Aus der orogr... e von Kaschmir und dem ... Um von Kaschmir in das ... schritten werden. Dazu bi... n Sindtal erreicht wird. ... tatt. Aber mit dem Ge... keineswegs gehoben. Im ... Tier, während man tagelang ... zu wandern hat, oft auf hals... t an der Felswand hin 200 m ... und es nach Überschreitung des ... icht hat. Wer also nicht durch ... eht dem Weg über den Sodschi... r hat er alsdann aus der Kaschmir... gan-Paß, der sogar 3500 m hoch ... r Aufstieg geschieht durch blühendes Land, ... n Schnee und Eis, wie es am Sodschi-La die Rege... ein bequemer Abstieg, ebenso durch blühendes Wiesen- und ... r Kischaganga und in diesem hin. Aus dem Kischagangatal führt aber ... emer und kurzer Aufstieg auf die Déusī. Und während man auf dem anderen We... hen dem Passe und dem Indus, und dann während des Marsches längs dem Flusse eine mühsame Wanderung, ja Erkletterung

---

[1]) Lydekker ist auch hier unschlüssig in der Deutung. In seinem Aufnahmebericht (Records XIV, 1881, S. 49 f.) spricht er von der gerundeten und geglätteten Form der niedrigen Bergsporne und deutet die Trümmerzüge, die die Täler einfassen, zum Teil als Moränen. In der Gesamtdarstellung (Memoirs XXII) erwähnt er auf S. 37 die eisgerundeten Kuppen, die von »Alluvium« bedeckt seien, und auf S. 57 f. erklärt er dieses Alluvium, Drew folgend, als Ablagerungen der Flüsse, obwohl er auch hier ausdrücklich erwähnt, daß manche der Blöcke kantig sind und bis zu 10 m im Durchmesser haben. Das Wort »Moräne« gebraucht er in dieser späteren Darstellung nicht mehr.



Das obere Buchmo, vom Burjé-La aus.

stieg von den Déusī nach dem Kischagangatal sah, in der Talflucht, die die beiden Pässe Sar-Sángari und Stakpi-La enthält.

Der Weg von Skārdū nach Kaschmir über die Déusī verläßt die Hochfläche in dem Tale des Blachbui-tschu-Quellflusses des Schigar. Es ist ein Tal von ganz flachem Querschnitt, mit auf schwach grasigem Boden träge dahinschleichendem Bache, mit kahlen steinigen Gehängen. Der Talschluß ähnelt, von unten gesehen, einigermaßen dem der Burjé-Nallah, nur ist er noch flacher und breiter; und es finden sich nur in den Hängen einige wenige Firnflecken, nicht ein wahrhafter Gletscherembryo, wie er vom Burjé-La herabhängt.

Blickt man vom Blachbuital gegen oben, so scheint ein Talschluß zu existieren in Gestalt eines breiten, in zwei Gipfel aufragenden Felsengrates. In Wahrheit aber bildet dieser Felsgrat nur ein Seitengehänge, und ein wirklicher Talschluß existiert nicht.

Der oberste Teil des Blachbui-tschu-Tales ist von Moräne erfüllt, und in dieser liegt in einer Nische des rechten Felsgehänges ein kleiner Karsee. Er liegt also nicht in der Mittellinie des Tales, ist kreisförmig von Gestalt, gegen NO orientiert. Sein Durchmesser beträgt schätzungsweise 200 m. Die Farbe des Wassers erschien dunkelgrün. Sein Lager ist eine Nische in dem erwähnten Felsgrat. Dieser erhebt sich in mehreren Gipfeln bis zu etwa 200 m über den Seespiegel und enthält drei karförmige Vertiefungen, die Schneereste tragen. Das Gestein ist schwärzlicher Schiefer, wie er mit Serpentin zusammen an vielen Orten vorkommt. Die starke Verwitterung bewirkt, daß das Gestein nicht in Felswänden zum See abfällt; nur einige gerundete Rippen erreichen das Wasser, sonst geht Schutthalde ans Ufer.

Gegen das Tal gesehen, erfüllt der See eine Stufe. Moräne, aus Trümmern fast nur des anstehenden Gesteins, schließt das kleine Becken ab. Sie zieht mit dem Abfluß etwas seitlich ins Tal, und hier über dem See sieht man, daß in der Tat das Felsgestein den Kern der Terrainwelle bildet, und daß diese nur oben mit Trümmerblöcken bestreut ist. Dieser See liegt also zweifellos in einem Karbecken.

Die Mitte des Tales unmittelbar über dem See erfüllt ein flacher, breit rundlicher Moränenbuckel (Tafel 35). Er bildet, orographisch gesprochen, die Paßhöhe. Wenigstens ist er der höchste in der Mitte der Tiefenlinie gelegene Punkt des Passes von Sar-Sángari. War die Talrichtung bisher von O nach W, so biegt sie jetzt mit einem Male gegen SW um. Da der die höchste Erhebung des Passes bildende Moränenhügel links und rechts vom Gehänge abgesetzt ist, und da, wie wir sehen werden, sogar ein Wasserlauf an ihm vorüberfließt, so haben wir die wirkliche Paßhöhe in dem dahinterliegenden Großen See von Sar-Sángari anzusetzen, auf den wir also auch die bei Drew angegebene Höhencôte für den Paß beziehen: 4220 m (13860 Fuß[1]).

Der See erfüllt eine beckenartige Erweiterung des Talzuges und ist nach Drew 1200 m lang, 400 m breit. Diese Daten sind jedoch Schätzungen, und mir kamen die Dimensionen des Sees bedeutend geringer vor; ich schätzte die Größe nur gleich der doppelten Größe des benachbarten Karsees. Doch ist die Form allerdings länglich. Seine südöstliche Begrenzung bildet die Seitenwand des Felsgrates, in dessen Vorderseite der Karsee liegt. Sie ist gegen den See in eine breite Schutthalde ausgezogen. Das jenseitige Ufer wird vom Abhang eines kahlen Berges dargestellt, an dem ich eine Leiste bemerkte, die vielleicht einem alten Gletscherboden entsprechen könnte. Der Moränenhügel darüber, und die von Drew[2]) erwähnten Felsglättungen sprechen dafür, daß ein Gletscher auch über den Paß hinweggegangen ist. Aber trotzdem möchte ich den See nicht mit Drew als einen See glazialer Ent-

---

[1]) Blatt 28 des Atlas of India verzeichnet weder Name noch Höhe dieses Passes, ebensowenig, wie des weiter südwestlich folgenden Stakpi-La.

[2]) Drew S. 378.



Das Tal von Blachbui-Tschu gegen den Sar-sangari Paß.
Südwestlicher Zugang zur Déusī-Hochfläche.

Großer See von Sar-sangari, gegen Blachbui-Tschu gesehen.



stehung bezeichnen, zumal, wie Drew selbst bemerkt, es nicht feststeht, ob er ein Felsbecken einnimmt oder nur durch eine Moräne aufgestaut ist. Einerlei, ob er ursprünglich ein glaziales Felsbecken ist oder nicht, möchte ich die Hauptursache seiner Erhaltung in seiner Lage auf der Wasserscheide sehen. Er gehört zu den »Seen auf Wasserscheiden«, zu den »Jochseen«. Er hat einen Abfluß zum Blachbui-tschu-Tal. Dieser ist im Anfang sehr gut ausgeprägt, verschwindet aber bald unter Trümmern, wobei er sich in die Breite ausdehnt. So bildet er ein paar breite, fast stehende Lachen und fließt dann unter einer dichten Lage von Trümmerblöcken in vielen Adern oder geradezu flächenhaft ab zum unteren See. Man geht über dem Abfluß her auf Blöcken und Steinen und hört überall unter sich das Rauschen des abfließenden Wassers. Dieses sammelt sich auch an der Einmündung in den unteren See nicht zu einem fest umgrenzten offenen Kanal. Vielmehr hört gegen den See zu, in seinem Niveau, auf einmal das Rauschen auf, so daß ich glauben muß, daß der Abfluß des oberen Sees eben den zum unteren See ziehenden Grundwasserstrom erreicht. Das Ufer des unteren Sees hat hier also keine ausgeprägte Begrenzungslinie, es verläuft unsichtbar in den Trümmern. Die ganze Länge der Flußverbindung der zwei Seen beträgt ein paar 100 m, den Höhenunterschied schätzt Drew zu 150 Fuß, was zu hoch sein möchte.

Nach der anderen, westlichen Seite hat der See von Sar-Sángari keinen Abfluß »mehr«. Er ist in den Beginn der von ihm in Gestalt eines schmalen Tälchens nach SW niederziehenden Tiefenlinie etwas ausgezogen; aber alsbald legen sich von beiden Seiten Schuttkegel, und sogar sehr schmale, wenig mächtige davor und sperren den See ab, so daß er weder einen Abfluß noch einen Zufluß auf dieser Seite hat.

Diese Abschließung gegen SW ist sicherlich nicht ursprünglich. Denn gleich jenseit des abschließenden Trümmerwalles zieht das genannte Tälchen steil nieder, und ich kann mir nicht anders denken, als daß in Zeiten reichlicher Wasserlieferung, zur Zeit der Frühsommer-Hochwasser, der große Sar-Sángari-See auch nach SW einen oberirdischen Abfluß hat. Mir will scheinen, als sei überhaupt der südwestliche Abfluß der natürliche und ursprüngliche, der erst durch Bergstürze erstickt worden ist, und daß hier eine Umkehr der Entwässerung stattgefunden hat. Die Erosion des gefällreicheren Baches ist lahmgelegt worden, dieser selbst hat seinen Oberlauf eingebüßt zu gunsten des im Verhältnis fast gefällosen Baches, des Blachbui-tschu-Oberlaufs.

Nirgends wären so leicht wie hier Beobachtungen zu machen, liegen die Probleme so klar zutage, keine Vegetation verdeckt den anstehenden Fels und den hingestreuten Schutt, und wenige Kilometer davon sind gute Lagerplätze. Aber außer den paar Notizen von Drew gibt es in der ganzen Literatur keine genauere Angabe, auch über einen benachbarten dritten See, der auf den Karten verzeichnet ist, und der wie der untere See von Sar-Sángari ein echter Karsee sein dürfte. Auch von dem größeren Scheosar-See ist nur bekannt, was Drew[1]) angibt, nämlich, daß er eine Kreisfläche von etwa 1,5 km Durchmesser darstellt und nach seiner Meinung ein Felsbecken ist.

Die Spuren der Vergletscherung sind also auch an diesem südwestlichen Ausgang der Déusī sehr stark. Wir schließen auf die Existenz eines ehemaligen lokalen Kargletschers, als dessen Ergebnis der Kleine See zurückgeblieben ist, und auf eine allgemeine Vergletscherung des Talzugs. Es ist am ehesten anzunehmen, daß der Gletscher von den Déusī gekommen ist, das Blachbui-tschu-Tal hinauf. Vielleicht sind die rundlichen Hügel im Tale, wo es noch breit ist, Rundhöcker, vielleicht auch Drumlins, dadurch hervorgerufen, daß der die Paßhöhe erreichende Gletscher eine leichte Aufstauung erlitt und gezwungen wurde, sein Grundmoränenmaterial niederzulassen. Vor allem aber spricht dafür die Felsglättung im

---

[1]) Drew a. a. O.

oberen Blachbui-tschu-Tal und der Moränenhügel der Paßhöhe; auf diesem liegen noch dazu wohl gerundete Gneisblöcke, die sich sehr deutlich von den kantigen Trümmern der anstehenden Gesteine unterscheiden lassen, wie sie die Moränen des kurzlebigen Kargletschers zusammensetzten. Orographisch würden wir den Ort der Paßhöhe also auf den Moränenhügel, hydrographisch an das obere verschüttete Ende des Sees von Sar-Sángari verlegen.

Von diesem oberen Ende des Sees von Sar-Sángari nun eröffnet sich der Blick in ein sehr eigentümliches Talgebilde, einen Talzug. Denn gerade in der Verlängerung des Einschnittes der Paßhöhe, in der Verlängerung der Richtung, in der vom Sar-Sángari das Tälchen herniederzieht, zieht ein Jochtal in der Fortsetzung desselben herab gegen uns: ein grünes Wiesental senkt sich uns entgegen zu einem Quertal, das den von unserem und dem entgegengesetzten Tale gebildeten Talzug fast rechtwinklig schneidet, zum Tale des Biare-tschu.

Die Richtung des Talzugs ist SSW—NNO. Das Sar-Sángari-Talstück hat eine Länge von 4 km, das ihm entgegenkommende Stakpi-La-Talstück hat nur 2,5 km. Das Sar-Sángari-Tal ist von einer Schuttablagerung erfüllt, einer in ihrem heutigen Zustande rechts wie links vom Gehänge abgesetzten Terrasse mit gerundeter, geradezu eine Kuppe bildender Oberfläche. Sie fällt mit dem Tale, also nach SW, steil ab, immer mit gerundeter Form. Rechts von ihr bildet sich der Bach, der ebenfalls sehr steil herabfällt; der Pfad bleibt, nachdem er den Bach überschritten und das rechte Gehänge aufgesucht hat, auf einer Moränenhalde. Überhaupt scheint die ganze Schuttablagerung am ehesten als eine Moräne zu erklären zu sein, als die Moräne eines von der Déusīvergletscherung herabhängenden Jochgletschers. Ebenso wie von den norwegischen Fjelds die Bräen zungenartig in die Täler herabhängen.

Die Talstrecke ist ganz kurz, und nicht mehr als 300 m Höhenunterschied werden zu überwinden sein. Dann fällt bereits der von NW kommende Biare-tschu, der Oberlauf des Schingo, dem Sar-Sángari-Tälchen in die Flanke. Der Biare-tschu wird leicht überschritten, er fließt in einem grasigen Tale mit ziemlich breit ausgebildeter Talsohle, so daß sein Tal Tschota-Déusī »Klein-Déusī« genannt wird[1]). Überhaupt prägt sich der bei aller Baumlosigkeit freundliche Charakter dieser grünen Landschaft mit ihren niederen, fein ausgestalteten Kämmen dem Gedächtnis gut ein. Aus der Biare-tschu-Niederung führt nun das erwähnte Wiesental zum Stakpi-La hinauf, ganz kurz und sanfter ansteigend als das Sar-Sángari-Tal. Auch ist es breiter, und mit seinem sehr flach U-förmigen Querschnitt, seinen von der Sohle nur sehr undeutlich abgesetzten Gehängen ruft es in auffallender Weise das Landschaftsbild des englischen Eden-Tales in die Erinnerung. Also auch über dieses Tal ging noch die Vergletscherung hinweg. Links (hydrographisch rechts) ist das Gehänge zerkart; gleich im Anfang mündet ein schräg nach hinten ziehendes, tiefbodiges, ziemlich langes Kartal. Unten sah ich noch Blöcke, die von Moränen stammen dürften. Nach oben ziehen flache Bodenwellen durch; und die Paßhöhe, Stakpi-La, ist ein rundlich ausgebogener, annähernd kreisförmiger Boden, doch nicht so eben, daß man ihn heute noch als alten Seeboden bezeichnen dürfte. Stakpi-La ist nur noch 3900 m hoch[2]), bleibt also gegen Sar-Sángari bereits zurück.

Nach SW zu verengert sich der Boden des Stakpijoches zu einer wahren Felsenpforte, und aus dieser fällt das südwestliche Gegental viel steiler als das Tal der nordöstlichen Abdachung herab nach Burzil im Kischagangatal. Zuerst ist das Tal zu einem weiten Kessel ausgebuchtet, die Gehänge der linken Seite bilden einen wahren Zirkus mit prachtvollen, in dem schwarzweißen Gneis ausgemeißelten, senkrechten Felswänden. Den Boden

[1]) So bei Neve, The Tourist's Guide to Kashmir, S. 120.
[2]) Nach Neve, der 12800 Fuß angibt. Drew (a. a. O., S. 378) gibt dem Paß 12900 Fuß.

Das Tal von Stakpi-La, beim Abstieg von Sar-sangari.

dieses Zirkus bedecken Schuttzüge, Schutthalden, vielleicht auch Moränen; ein niedriger, kreisrunder Hügel deutete auf Gletscherwirkung. Auf der rechten Seite folgt auf einen Felsberg mit Schutthang eine Ausbuchtung (Kar?), von der ein gratartiger Rücken weit hervor nach links tritt, den Kessel abschließend. Die enge Verschneidung der Talwände unten bezeichnet die Lage von Burzil, den Beginn normaler Talentwicklung und der Baumvegetation.

Sar-Sangári-Tal, Stakpi-La-Tal und die nach Burzil herabführende Tiefenlinie liegen genau in einer Richtung, und jenseit Burzil ist diese Richtung weiter angedeutet, wenn man von oben über den Talkessel von Burzil hinwegsieht. Das ist der Burzilarm der oberen Kischaganga.

Wenn uns bei der Schilderung des Déusī-Paßübergangs auch nicht die ganze Größe des Problems vor Augen getreten ist, wie im Falle des Sodschi-La, so herrschen doch auch hier anormale Verhältnisse. Die Hochfläche der Déusī, das Quellgebiet des Schigar, wird flankiert durch die Stromkammer des Schingo-Quellgebiets. Dieser Schingo-Oberlauf (Biare-tschu) liegt hier vielleicht 3800 m tief, also 400 m unter dem Déusīrand. Er hat aber noch nicht auf die Déusī übergegriffen, obwohl gerade die — abgesehen vom Schigar-Austritt — tiefste Scharte in deren Umwallung unmittelbar in das Schingotal hereinschaut. Der Schingo hat sein Talbett viel tiefer gelegt; ein ähnliches Verhältnis liegt vor im Falle des Karakaschflusses, der seitlich unter der Kwen-lun-Abteilung der Aksai-tschin-Hochflächen herfließt, und dem es bis jetzt ebenso wenig gelungen ist, die seitlich über ihm gelegene Hochfläche in sein Stromgebiet einzubeziehen. Der Karakasch ist allerdings bereits an der Arbeit: ein Nebenfluß, der sog. Eastern Karakasch der englischen Forscher, entwässert bereits eine Randlandschaft der großen Ebene. Der rückwärtigen Talverlängerung des Sar-Sángari-Oberlaufs des Schingo aber arbeitet, wie wir gesehen haben, die Denudation der Talwände in der Gegend der Paßhöhe geradezu entgegen; so daß im heutigen Stadium Stillstand, wenn nicht Rückerosion von dem Schigar, von den Déusī her, besteht.

Karakasch wie Schingo sind aber nur zu verstehen, wenn man sie als jugendliche Bildungen auffaßt, als jünger als die von ihnen flankierten Hochflächen.

Eigentümlich ist der Eindruck in der Natur, wenn man von einem Standpunkt etwa kurz unterhalb des Großen Sees wahrnimmt, wie das Sar-Sángari-Tal in normaler Weise hinabzieht, wie es seine streichende Fortsetzung im Stakpi-La-Tal findet, das aber entgegengesetztes Gefälle hat, und wie der Biare-tschu den Talzug durchschneidet[1]. Erinnert man sich gar noch der geradlinigen, ebenso plötzlich endigenden Fortsetzung bis Burzil, so reift unter dem Eindruck dieser Gleichmäßigkeit der Richtung der Talerstreckung, dieses aber ebenso gleichmäßigen Wechsels in der Richtung des Gefälles, überhaupt dieser plötzlichen Talenden und Talbeginne, die Erkenntnis, daß wir hier ein zerbrochenes Tal vor uns haben, ein Tal, das, einerlei ob von oder zu den Déusī ziehend, ursprünglich ein einheitliches Gefälle hatte, das dann aber durch die im Gefolge tektonischer Bewegungen erwachte Erosion zerstückelt wurde.

Auch Gletscher können Täler zerstückeln, widersinniges Gefälle schaffen, auch die Verkarstung kann es. Aber hier gibt es Arbeit des fließenden Wassers: der Schingo entwässert das Gebilde, und Abdämmung durch Moränen wird nicht beobachtet. Es können nur tektonische Vorgänge gewesen sein, die in ihrem Gefolge das alte Tal von Stakpi-

[1]) Man beobachte, wie auch auf der einzigen, allgemein zugänglichen Karte, der Lydekkers Memoir beigegebenen geologischen Übersichtskarte (der geologisch kolorierten Übersichtskarte des Drewschen Buches), die Signatur des Paßübergangs einmal quer zu der Hauptentwässerungsrichtung verläuft und dann noch im besonderen über den Biare-tschu hinweg gezogen ist. Es ist so, als ob der einfach berichtende Topograph geradezu die erklärende Beihilfe des Geomorphologen zu verlangen scheint.

La—Sar-Sángari zerstückelt haben, die den Flüssen Burzil und Schingo die Möglichkeit gaben, dem einen, sein Tal sehr tief zu legen, dem andern, die alte Tiefenlinie anzufallen, an sich zu ziehen, ja sogar zu durchbrechen. Aber so eigentümlich und direkt zu der hier mitgeteilten Hypothese einladend auch der landschaftliche Eindruck war, ich hätte diese Hypothese wohl nicht auszuführen gewagt, wenn mich nicht die Betrachtung der benachbarten Déusī-Hochfläche mit der Wirkung jugendlicher Hebungen oder Niveauverschiebungen in diesen Gegenden des Himalaya bekannt gemacht hätte, und nur im Zusammenhang mit dem, was über die Déusī gesagt wurde, möchte ich unsere Hypothese über die Entstehung dieser eigentümlichen Gegentäler betrachtet wissen.

Wie aber die Richtung und Art und Weise der Verkehrs — Siedelungen gibt es von Burzil an keine mehr — nur zu verstehen ist, wenn der morphologische Charakter eines Landes erkannt wird, dafür mögen die Verhältnisse in der nunmehr betrachteten Gegend als Beispiel dienen, indem der Verkehr hier nicht der natürlichen Tiefenlinie, dem Schingo, folgt, sondern einer Flucht von Sätteln und Tälern, die Überbleibsel einer geomorphologischen Vergangenheit sind.

XI. Die Blockanhäufungen im Dschilẹmtal.

Wie die Tektonik, so ist auch die Geomorphologie der Hochgebirge in den Alpen groß geworden. Hier hat man die Einwirkungen der großen diluvialen Klimaänderung studiert, den Einfluß der Vereisung auf die Geländeformen des Gebirges im einzelnen wahrzunehmen gelernt. Hier ging man der Ursache dieser Einwirkungen nach, beobachtete man die Erscheinung und die Wirkungsweise der Gletscher, und nach dem, was man hier sah, glaubte man sich zu einem bestimmten Urteil über glaziale oder nichtglaziale Entstehung jeder einzelnen Geländeform berechtigt.

Aber man hat nicht nur an den Alpen, sondern auch in den Alpen gelernt. Wir haben sehen gelernt, wie in den einzelnen klimatischen Höhengürteln der Alpen die ehemalige Vereisung sich erkennen läßt. Und gerade einzelne dieser Höhengürtel haben sich dem Studium ganz besonders dargeboten. Da ist einmal die Felsregion; ihre Formen, durch keine Vegetation verhüllt, lehren uns ihre Geschichte unmittelbar erkennen, und in den Alpen bewahrt sie eben die Einzelheiten der Form wohl treuer, als in dem subtropischen Himalaya, wo die Strahlung stärker wirkt, und der noch dazu zu so viel gewaltigeren Höhen aufragt. Aber erst unter der Felsregion kommt die Alpenregion κατ' ἐξοχήν, die Mattenregion. Sie ist in ihrer flächenhaften Ausdehnung vor der die Gipfel der Felsregion angreifenden Zerstörung bewahrt und erhält ihre ursprüngliche Form am besten; und die Vegetationsdecke, die gleichmäßig alles überzieht, schützend aber nicht verdeckend, verrät die Entstehung der Einzelform, lehrt uns im Fluge die Formen erkennen und deuten.

Die Mattenregion als solche fehlt im Himalaya; unter der Öde der Felsregion beginnt sofort der dichte, bald urwaldähnliche Wuchs der Waldregion, es schiebt sich kein Höhengürtel dazwischen. Daher ist es uns auch nicht möglich, klar erkennbare Formen einer die Spuren der Vergangenheit treu bewahrenden Mattenregion in die Waldregion hinunter zu verfolgen. Wir haben auf dem schwierigen Terrain, in das wir sonst nur verfolgend vordringen, selbst erst zu beginnen, aufzuklären. Da hat nun alles ein ganz anderes Gesicht, als wir zu sehen gewohnt sind. Es wiederholt sich das Unvermögen, glaziale

Formen mit Sicherheit von pseudoglazialen Formen zu unterscheiden, wie wir es schon in der kahlen Region der innerasiatischen Wüste beobachteten.

Ein aus den angegebenen Gründen viel umstrittenes Problem bietet eine von vielen Beobachtern gesehene und gedeutete, von dem einen für glazial, von andern für pseudoglazial gehaltene Ablagerung in der Dschilȩmschlucht zwischen Baramula und Muzafarabād. Von Baramula bis Nauschera ist das Tal ausgeräumt, wenn auch nicht breit, wie andere Täler, die bestimmt glazialer Ausräumung ihre Formgebung verdanken. Erst beim uralten Hindutempel von Banihar beginnen im Tale die Ablagerungen.

In der Höhe des Tempels, wahrscheinlich diesen selbst tragend, ist eine Terrasse von der Straße durchschnitten. Rechts der Straße, im Sinne der Talrichtung, liegt ein wahres Felsenmeer mit gewaltigen Blöcken, die alle gerundet oder geschliffen sind, wie Blöcke der Untermoräne. Ihr Gestein ist das der Gipfel der Kammregion, Gneis mit großen Feldspaten. Anstehendes Gestein sind die Pandschälschiefer. An Bergsturztrümmer ist also keinesfalls zu denken; ebenso undenkbar erscheint ein Flußtransport. Die Terrasse, aus der diese Blöcke oberflächlich herausgewittert sind, liegt etwa 60 m über der Tahlsohle. Eine zweite Terrasse, etwa 20 m tiefer, ist in steiler Wand zum Flusse abgebrochen. Das jenseitige (rechte) Gehänge ist flacher. Es zeigt eine niedere Terrasse, die nach meinen Notizen 5—8 m hoch liegt. Sie ist unterbrochen durch die Mündung eines Seitentals, vor die ein Schuttkegel ausgegossen ist. Unterhalb der erwähnten Terrasse liegt eine zweite noch tiefere Schotterleiste, die sich um den Bergsporn herumzieht, woraus ich schloß, daß es sich in diesem Falle nicht um einen Schuttkegel handelt. Was vom Abfall beider Terrassen entblößt ist, zeigt Gerölle und Blöcke.

Etwas unterhalb dieser Stelle mündet von links das Tal von Buniar. Links wie rechts am Gehänge derselben entblößt die Straßenböschung eine gänzlich ungeschichtete Ablagerung in keiner Weise orientierter Blöcke aller Größen. Auch im Buniarbach selbst liegen große Blöcke. Diese können von der Moräne abgesunken sein, da der Fluß die Moräne durchsunken hat und die Trümmer nicht fortschaffen kann. In dieser Blockanhäufung haben wir vielleicht die Moräne eines das Buniartal erfüllenden Gletschers zu sehen.

Das Blockmeer beim Tempel von Banihar aber ist wohl die Moräne eines Gletschers, der aus dem gegenüber mündenden Schluchttal heraustrat, ein Zeichen, daß das Dschilȩmtal selbst zu jener Zeit — oder überhaupt — gletscherfrei war. Die Terrasse von 40 m, ebenso wie die tieferen der rechten Seite, mögen eingelagerte Moränen oder fluvioglaziale Bildungen sein, den einzelnen Gletschervorstößen oder Interglazialzeiten entsprechend.

Nun aber geht mit dem Tale auch im allgemeinen eine Veränderung vor sich. Die Formen der Talgehänge, sowie die Art ihrer Ausgestaltung durch die einmündenden Seitentäler werden immer hochgebirgsartiger. Von Baramula bis Buniar war das Dschilȩmtal seinem Charakter nach weder ein Tal der glazialen Ausräumung noch der glazialen Akkumulation. Aber von da abwärts sieht man alle Anzeichen der Vergletscherung. War das Tal bisher ein Mittelgebirgstal, so wird es von nun an Hochgebirgstal. Es muß da eine großartige Umgestaltung stattgefunden haben, und die ein Mittelgebirge zum Hochgebirge umgestaltende Ursache ist zumeist und in erster Linie die Vergletscherung.

Fig. 30. Gehängeform im nicht vergletschert gewesenen Talabschnitt. Blick vom »Vorhof« aus gegen die Enge von Rampur.

Es ist von Bedeutung, daß ganz abgesehen von den Blockanhäufungen, die auch bereits von anderen beobachtet werden mußten, besondere, dem Tale bisher fremde Terrainformen auftreten. Kurz unterhalb Rampur ist das Gehänge der rechten Talseite zu einem Kar ausgestaltet: ein echtes Felsbecken, vorn abgeschlossen durch einen hohen Wall mit

engem, schluchtartigem Auslaß. Die Terrasse besteht aus Blöcken, wenigstens in der Vorderfront. Das beweist, daß das Tal bis zur Höhe des Terrassenrandes ausgefüllt war, entweder mit einem Gletscher oder mit einer Geröllablagerung. Nunmehr folgt die charakteristischste Stelle des ganzen Tales. Die rechte Seite, die im allgemeinen viel mehr aufgelöst und durch Seitenschluchten gegliedert ist, weist einen spornartig ins Haupttal vortretenden Seitenrücken auf. Von diesem tritt gegen oberhalb eine eigentümliche Verzweigung los, ein fast zuckerhutförmiger niedriger Vorsprung, dem von der anderen Seite eine ähnliche Kuppe begegnet. Zwischen beiden kommt in engem Spalt ein Wasserfall herunter. Das Haupttal ist also übertieft. An der unteren, nach abwärts ausgezogenen Flanke des erwähnten Seitenrückens kommt aus dem dort mündenden, rechten Seitental eine hochragende Blockablagerung heraus, die ich als Moräne deuten mußte.

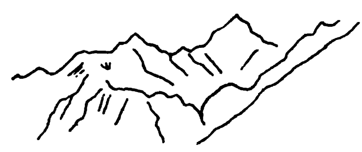


Fig. 31. Kar im rechten Gehänge des Dschilęmtals, kurz unterhalb Rampur.

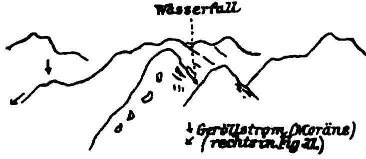


Fig. 32. Stufenmündung eines Seitengrabens kurz oberhalb der Stirnmoräne.

Es folgt eine Talbiegung, das spornartig vorspringende Gehänge ist zu einem Doppelberg aufgelöst, und weit in die kleine, bei der Biegung durch »planation« geschaffene Talweitung springt die eigentümlichste Blockanhäufung, die das Dschilęmtal aufweist, hinein.

Der Bergsporn ist nach dem Tale zu etwas ausgezogen und bildet eine von dem Gipfel durch eine Einschartung abgesetzte Kuppe von Rundhöckerform. An diesen Rundhöcker lehnt sich eine Blockwelle; von oberhalb (in der Talrichtung) steigt sie langsam

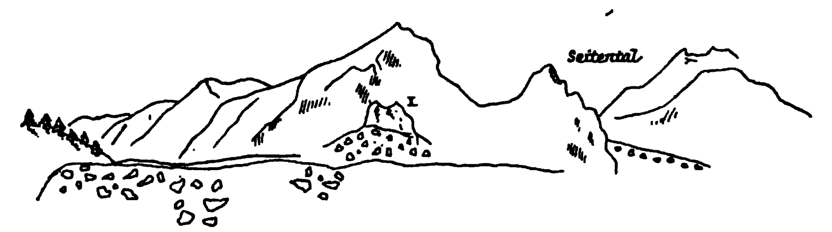


Fig. 33. Die Stirnmoräne im Dschilęmtal. Das durch den Fluß angeschnittene Profil.

an, gegen abwärts fällt sie steiler ab. Das ist ganz die Form einer Endmoräne. Diese Blockwelle nun ruht auf einer vielleicht 30 m hohen Blockterrasse, die vom Flusse in senkrechter Wand angeschnitten ist. Auch die Straße schneidet sie an, auf dem linken Ufer. Jedem Vorüberreisenden, auch dem, der nicht im mindesten auf Einzelheiten des Landschaftsbildes aufmerksam ist, muß die Blockanhäufung auffallen, diese ganz erstaunliche Blockpackung, wie sie das rechte Dschilęmufer entblößt. Ich für meinen Teil muß bekennen, daß ich eine derartige, aus dermaßen gewaltigen Blöcken bestehende Ablagerung nie und nirgends vorher oder nachher gesehen oder von einer ähnlichen auch nur gehört habe. An der Straßenböschung, wo die Ablagerung angeschnitten ist, sah ich, daß sie keine Spur von Schichtung enthält, daß höchstens die Blöcke einigermaßen mit ihrer langen Achse nach abwärts gerichtet sein mögen. Die Blöcke selbst liegen eng gepackt und sind bis zu einem gewissen Grade gerundet.

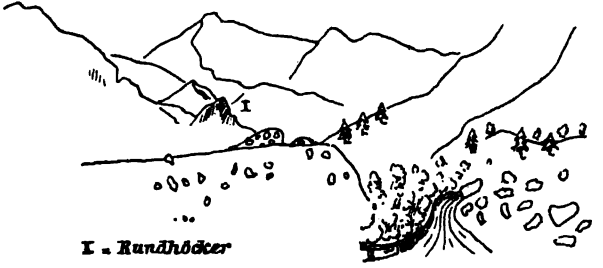


Fig. 34. Die Stirnmoräne von unterhalb gesehen.

Ich hatte auf dem Hinweg ins Gebirge im Vorbeifahren das Vorkommen gesehen,

und, von der Neuheit und Eigenart der Erscheinung überrascht, mich nicht getraut, eine Erklärung zu geben, aber wohl zumeist deshalb, weil Lydekkers Plädieren für Hertransport auf Eisblöcken mich stutzig gemacht hatte. Ich nahm mir daher vor, die Moränen, vor allem die Grundmoränenblöcke vor der Stirn des Tschochogletschers, zu studieren, um beim Vorbeikommen auf dem Rückwege mir ein einigermaßen sicheres Urteil erlauben zu können. Auch die Wildbachablagerungen wollte ich daraufhin ansehen und Nachforschungen anstellen, ob ich etwa auch an anderen Orten die Spuren derartiger nichtglazialer Packungen von Riesenblöcken finden würde, wie sie gerade für diese Stelle und als Erklärung für eben nur diese Stelle als möglich angesehen werden.

Anderswo habe ich nun derartige Riesenblockwerke nicht gesehen. Ich habe also keinen Grund, eine Anhäufung von Blöcken durch Wassertransport gerade in dem einen Falle anzunehmen, wo sie auch nur gerade darum angenommen wurde, weil man unter dem Eindruck einer Anschauung stand, die den Himalaya nicht in dem Maße vergletschert sein ließ, wie es die Alpen waren, und weil das obere Dschilęmtal sowie die Ebene von Kaschmir allerdings nicht den Eindruck machten, als ob sie je Gletscherbetten waren. Die Blockablagerungen des Dschilęmtals waren also sehr unangenehme Dinge, die möglichst ohne Folgerungen zu erwecken, unauffällig erklärt werden sollten [1]).

Nun müssen wir Eisfreiheit für das obere Dschilęmtal gleichfalls konstatieren. Nichts aber nötigt uns, die Existenz von seitlichen Talgletschern zu leugnen für die mittlere Teilstrecke des Tales. Geologisch gesprochen ist das Dschilęmtal ein Quertal. Es wird von der NNW streichenden Fortsetzung der Pir Pandschāl-Hochkette geschnitten, und der Kadschnag, der in das Tal hereinschaut, erreicht in seinem Gipfel eine Höhe von 4400 m, also nur 400 m unter der heutigen, aber sicherlich bedeutend über der eiszeitlichen Schneegrenze! Es müssen sich in der Eiszeit an den Gehängen dieses und wohl auch des südlichen Gebirges Gletscher entwickelt haben, und diese mögen in das Haupttal getreten sein, so daß das Dschilęmtal eine kurze Strecke lang Gletscherbett wurde, freilich nicht eines eigenen Dschilęmgletschers. Diese Vergletscherung begann beim Tempel von Banihar, sie endete kurz oberhalb der baumumwachsenen Ruine des Tempels von Brankutri. Und zwar sehen wir die Moränen zweier zeitlich verschiedener Gletschervorstöße ineinandergeschachtelt, in typischer Weise, wie an einem Modell. Die obere, jüngere Moräne ist nur eine Welle, von der ein Stück im Querschnitt erhalten ist. Die untere, ältere Moräne zieht talabwärts, und sie hat die fluvioglazialen Bildungen, die nunmehr auftreten und talabwärts das ganze Tal begleiten, gespeist.

Man kann sogar den Übergang verfolgen. Man bemerkt, wie in dem Profil, das der Fluß der Länge nach angeschnitten hat, die Blöcke nach abwärts etwas kleiner werden, und mehr sandige, horizontale Zwischenlagen erscheinen. Die ganze Ablagerung wird »ruhiger«, und unterhalb der Tempelruine von Brankutri erscheinen unten am rechten Gehänge, das nichts anderes ist als die wirkliche Fortsetzung der unteren Moränenterrasse, echte, geschichtete fluvioglaziale Bildungen. Darüber liegen allerdings wieder große gerundete Blöcke; aber gleich unterhalb mündet eine Seitenschlucht, die diese Blöcke als Moränen oder auch als Wildbachmaterial geliefert haben mag.

Fig. 35. Geschichtete Ablagerungen, von Blockablagerung überlagert (unmittelbar vor Talbiegung gegen Uri).

Sehr schön kann man, wie gesagt, Art und Lagerung der Blockanhäufung am Anschnitt links der Straße studieren. Über der Straße bemerkt man einen Terrassenrand,

[1]) Lydekker, Records XII, 1879, S. 30—32.

der nach seiner Höhenlage der gegenüberliegenden unteren Moränenterrasse entspricht. Weiterhin, d. h. nach abwärts, wird die Blockanhäufung auf dieser Seite sogar großartiger als im Anschnitt der gegenüberliegenden Talseite. Bald sieht man die Blöcke in schmalem Bande über der durch den Straßenbau entblößten Felswand, bedeckt von einer Lage von Gehängeschutt, bald liegen sie unmittelbar neben der Straße, einmal unter und über einer Gesteinsbank. Es fehlt jede Spur von Schichtung. Auch eine bestimmte Orientierung der Blöcke fehlt oder ist nur schwach angedeutet. Manche Blöcke stehen »auf dem Kopfe«, manche schräg, die meisten sind talwärts schräg aufgerichtet. Das kommt vielleicht von der Bewegung in der Untermoräne, deren Blöcke, am Boden ausweichend, gegen oben zu entkommen suchen. Die Blöcke sind gerundet (oder poliert) zu nennen, vielleicht hat sie das darüber hinfließende Wasser bearbeitet. Dem Anschein nach fehlen die unbearbeiteten Stücke, die unzweifelhaften Obermoränen, wie sie auf den Zungen der lebenden Gletscher, z. B. Baltistäns, die Hauptrolle spielen. Aber es ist zu bedenken, daß ich unterhalb des Gletscherendes im Baschatal ebenfalls keine solchen kantigen Obermoränenblöcke mehr sah. Mir scheint festzustehen, daß die Obermoränenblöcke bei Transport im Gletscherfluß ihre kantige Eigenart einbüßen. Wenn also der Gletscher schwindet, werden auch seine Obermoränenblöcke gerundet und in der Form den Blöcken der Untermoräne ähnlich.

Die Anhäufung der großen Blöcke auf der linken Seite zieht sich weit talabwärts. Von nun an sieht man aber im Talgrund allenthalben geschichtete Ablagerungen von geringerer Geröllgröße, überlagert von einer vielleicht gleichfalls geschichteten Ablagerung von größeren Blöcken, so auch auf der rechten Seite bei der Einbiegung in das Becken von Uri.

Godwin-Austen[1]) nahm an, wie auch ich es tue, daß die Blöcke von Gletschern stammen, die in den Seitenschluchten herabkamen, und daß die Gletscher des Kadschnag bis ins Dschilęmtal selbst herunterstiegen[2]). Drew[3]) erklärt einfach, die Entstehungsursache der Blockterrassen (plateaus) nicht zu kennen. Lydekker gesteht, daß er früher[4]) jeden Zusammenhang mit Vergletscherung und Eiszeit zurückgewiesen habe, daß er aber nunmehr, Godwin-Austens Anschauung einigermaßen entgegenkommend, dem Eise doch eine gewisse Rolle, wenigstens beim Transport der Blöcke, zusprechen müsse[5]). Er tritt sogar förmlich einen Rückzug an, wenn er weiterhin[6]) sagt: »(die Blöcke) sind möglicherweise durch Eiswirkung aus ihrer ursprünglichen Lage (soll heißen »von ihrem Ursprungsort«, und das sind die höheren Partien der Gehänge des Kadschnag und des Pir Pandschäl) herbeigeschafft worden, aber in ihre gegenwärtige Lage sind sie hauptsächlich durch Wasserwirkung gebracht. Diese Anschauung weist jedoch nicht die Möglichkeit von sich, daß die Blöcke den Dschilęm herab auf Flußeis verfrachtet worden sind, was nicht unwahrscheinlich sein mag, wenn wirklich ehemals glaziale Bedingungen im Dschilęmtal herrschten, und kleine Lokalgletscher, ohne das Haupttal zu verbauen, zu seiner Sohle herabstiegen.«

Also auch hier wieder spukt die Drifttheorie, die uns schon im Becken von Skärdū begegnet ist, bei Gelegenheit der Erklärung der Stauchungserscheinungen. Und sie ist hier ebensowenig nötig wie dort. Wir nehmen nicht an, daß das Dschilęmtal als solches vereist war, fragen uns nur: Warum beginnen mit einem Male diese Blockanhäufungen? Warum, wenn sie auf Eisschollen den Fluß herunter verfrachtet wurden, sind sie erst

---

[1]) Quart. Journ. Geol. Soc., Bd XX, 1863, S. 383. Namentlich führt er jedoch nur ein Vorkommen viel weiter unterhalb, das später zu erwähnende von Kathai, an.

[2]) Report 15. meeting, British Association, 1880, S. 589.

[3]) The Jummoo and Kashmir Territories, S. 206.

[4]) Records XII, 1879, S. 30—32.

[5]) Memoirs XXII, 1883, S. 33f.

[6]) Memoirs XXII, S. 64.

von Banihar an, und dann gleich in solcher Menge niedergesunken? Und von wo anders, als von den Gehängen unmittelbar über der Talstrecke von Banihar bis Uri können sie hergekommen sein? Und vor allem, warum wechselt zugleich mit dem Auftreten der Blockablagerungen auch der sonstige Charakter des Tales?

Ich glaube, wenigstens einen Endmoränenzug seiner Form nach unmittelbar erkannt zu haben, die Existenz eines zweiten, älteren glaublich gemacht zu haben, womit nicht gesagt werden soll, daß niemals die Eisausfüllung weiter abwärts gereicht haben mag. Die Blockgröße bleibt, im Hangenden normal geschichteter, fluvioglazialer Ablagerungen, sehr bedeutend, sogar bis unterhalb Muzafarabād, bis Kohala, an der Grenze zwischen Kaschmir und Indien, wie Lydekker richtig hervorhebt. Wie es sich mit diesen Ablagerungen verhält, kann ich nicht sagen. Erstens fehlen Karten mit Höhenangaben, so daß der Karte nichts zu entnehmen ist, ferner führt die Straße von Garhi an abwärts ungefähr im Niveau der Talsohle, und der Blick hinauf ist bei weitem nicht so instruktiv, wie ein Niederblick, ja aus dem Tale selbst werden die Terrassen, zumal wenn sie sehr mächtig sind, schwer erkannt oder gar verfolgt. Und doch erhielt ich den Eindruck, daß jedenfalls von Uri abwärts die Talgehänge in ganz normaler Weise durch breite Schotterleisten gestuft sind, wie in unseren Alpentälern.

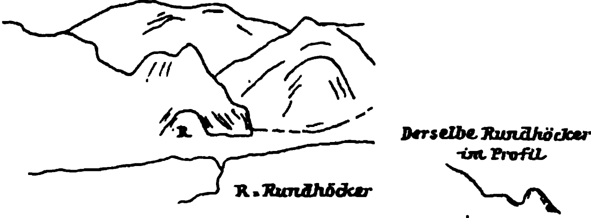


Fig. 36 u. 37. Glaziale Gehängeform (rechtes Gehänge) zwischen der Stirnmoräne und Uri.

So ist das kleine Becken von Uri von fluvioglazialen Ablagerungen erfüllt, die im großen und ganzen in drei Terrassen angeordnet sind. Die zweite Terrasse trägt das Fort, und auf unwesentlichen, zum Teil vielleicht künstlichen Abstufungen u. a. den Dak Bungalow und den Tahsil[1]). Der Fluß fließt in einer tiefen Schlucht ganz am rechten Rande und beschreibt kurz vor dem Austritt aus dem Becken eine Schleife nach links in die Terrasse hinein.

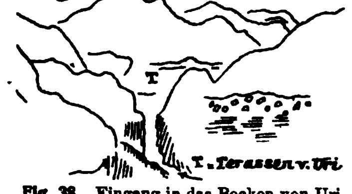


Fig. 38. Eingang in das Becken von Uri.

Uri liegt in 1220 m Meereshöhe[2]). Es wird wohl kein Zufall sein, daß es gerade hier zur Ausbildung einer Talweitung gekommen ist. Das Auftreten des Beckens von Uri scheint an den Übertritt des Dschilęm aus dem von einem schmalen Bande mesozoischer Gesteine begleiteten Schiefer- und Gneismassiv des Pir Pandschāl in die tertiäre Außenzone geknüpft zu sein. Unmittelbar nach Verlassen des kleinen Talbeckens folgt die Strecke der großartigsten Erosion überhaupt. Der Fluß fließt in enger Schlucht, hat die Talablagerungen durchsunken, so daß er in dem Felsgestein, den rötlichen Murreesandsteinen, liegt. Die Straße mußte hoch über dem Flusse in den Fels gesprengt werden. Dieselbe Großartigkeit des Schluchtcharakters wiederholt sich, nur wenig abgeschwächt, 16 km unterhalb, bei Tschakōti. Terrassen werden entlang der ganzen Talstrecke von Uri bis Garhi zwei beobachtet, eine in 50, die andere in 100 m relativer Höhe. Die Ablagerungen zeigen bisweilen schichtmäßige Anordnung. Doch oft sind die Blöcke sehr groß, und gleicht die Ablagerung alsdann den Moränen von Brankutri. Gewöhnlich aber stellt sich alsdann heraus, daß die großen Blöcke einem seitlich einmündenden Tale angehören, sei es als Wildbachgerölle, sei es als Moränen. Wir sind also nicht gezwungen, für die unserer Meinung nach echten Moränen bei Brankutri und die bis Kohala vorkommenden Blocklager die gleiche Herkunft anzunehmen. Doch hat

[1]) Die Wohnung des Tahsildars, des Distriktseinnehmers.
[2]) Angabe bei Neve.

z. B. für die Blockanhäufung bei Kathai, unterhalb Tschaköti, Theobald[1]) gerade in einer kritischen Besprechung von Lydekkers Anschauung die Moränennatur behauptet und seiner Beschreibung des Vorkommens nach tatsächlich erwiesen.

Die Mündungen der Seitenschluchten zeigen überhaupt manches Interessante. Die von links kommenden Schluchten sind als tief eingeschnittene Täler meist ziemlich breit gegen das Haupttal geöffnet. Die von rechts kommenden Täler aber haben, wie weiter oberhalb, mehr versteckte Mündungen, die in irgend einem Winkel die Terrasse durchsinken. Diese Schluchten kommen steil herab aus Quellzirken, die dreieckig bis karartig ausgehöhlt sind.



Fig. 39. Glaziale Gehängeform, Dschilęmtal unterhalb Uri.

Manche dieser Schluchten sind gestuft, die Bergsporne dazwischen durch Schultern profiliert. Auch bei der Einbiegung in das Becken von Uri war in dem rechten Gehänge ein Rundhöcker ausgebildet, und auch noch unterhalb Tschaköti herrscht eine Konfiguration, die an die vergletschert gewesenen Täler erinnert. Erst unterhalb Garhi wird das Tal weiter, offener, es entsteht fast im Niveau des Flusses eine breite Talsohle. Und 3 km oberhalb Garhi springt ein niedriger Bergsporn von links her ins Tal vor; seine vorderste Kuppe ist vom Hauptgehänge durch eine Einsattelung abgesetzt. Die Einsattelung war schutterfüllt; ob der Bergsporn aus Gerölle oder aus anstehendem Gestein besteht, konnte ich in der Eile des Vorüberfahrens nicht erkennen. Die erwähnte vordere Kuppe springt etwas zurück und schließt mit dem Hauptgehänge eine feuchte, etwa kreisförmige Niederung ein.

Das also könnte die äußerste Endmoräne sein, in 1000 m Meereshöhe. Jenseit des Sporns, der von der Straße überschritten wird, gewinnt diese die untere Terrasse, auf der Garhi liegt. Die Terrassen liegen dem Flusse nun bedeutend näher; und zwar sind talabwärts, bis nach Muzafarabād, immer mindestens zwei Terrassen zu verfolgen. Die Blockgröße ist oft größer, als uns von alpinen Verhältnissen vertraut ist. Aber diese Blöcke liegen hier, wie im unteren Teile des Tales meist, an der Mündung von Nebenschluchten.

Leider fehlt alles genauere Kartenmaterial, und ich bin auf die Notizen und Skizzen angewiesen, die ich im Vorüberwandern oder -fahren machen konnte, bzw. auf die wenn auch in Eile angestellte, so doch gründliche Formenanalyse, die in diesen Notizen und Zeichnungen niedergelegt ist. Es steht für mich fest, daß das Dschilęmtal streckenweise vereist war, und zwar schließe ich das daraus, daß zugleich mit der Anwesenheit der Riesenblocklager auch die Gehänge glaziale Talformen annehmen. Es besteht Lydekkers[2]) Behauptung, daß sich in den Schieferfelsgehängen des vom Dschilęm durchbrochenen Gebirges keine Spuren einer Vergletscherung finden, nicht zu recht. Glaziale Gehängeformen sind zu beobachten, aber Lydekker stand eben in diesen Fragen unter dem Einfluß der Autorität Medlicotts, der geneigt war, für den Himalaya die Eiszeit im allgemeinen zu leugnen[3]) oder mindestens in ihrer Intensität zu unterschätzen und im einzelnen gern Wassertransport auf Eisbergen statt Moränentransport auf, in und unter Eis annahm. So wurde beispielsweise seine Anwendung der Drifttheorie auf die Moränen von Kangra von Theobald[4]), der die Gletscher besser kannte, mit dem Hinweis darauf zurückgewiesen, daß seine behaupteten Driftablagerungen sich sonderbarerweise nur innerhalb der unzweifel-

---

[1]) Theobald, On some pleistocene deposits of the Northern Punjab, and the evidence they afford of an extreme climate during a portion of that period. Records of the geological Survey of India, Bd. XIII, 1880, S. 225.

[2]) Records XII, S. 30f.

[3]) Memoirs III, 2 (1864), S. 156.

[4]) Theobald, On the former extension of glaciers within the Kangra District. Records VII, 1874, S. 92.

haften Endmoränenzüge fänden, aber nicht unterhalb, wo sie doch auch noch vorkommen müßten. Auch von unseren Blockanhäufungen im Dschilgmtal spricht Medlicott[1]) nur einmal als von »quasi-erratics«.

XII. Die großen Linien der Entwässerung.

1. Das Problem der Himalayaflüsse.

Der auffallendste Zug, den die orographische Karte des Himalaya aufweist, ist das Vorherrschen großer Täler in der Richtung des Gebirgsstreichens. Etwa in der Mitte der Längserstreckung des Gebirges entspringen auf der Seite seiner nördlichen Abdachung der Dihong-Tsangpo (Bramaputra) und der Sgtledsch. Und nur wenig nördlich davon entsteht der Indus, oder vielmehr der seiner Richtung nach den Oberlauf des Indus darstellende Gartokfluß. Sgtledsch, Dihong und Gartok-Indus fließen hier, wenn auch in großer Meereshöhe (4- bis 5000 m), doch in breiten Talbetten, die in weite, fast ebene Hochflächen eingesenkt sind[2]).

Der Sgtledsch durchfließt die im Streichen des Gebirges gelegene Hochebene von Hundes oder Nari-Khorsum, durchbricht dann die 6- bis 7000 m hohe Hauptkette sowie die niedrigeren vorderen Ketten des Himalaya als echter Querfluß. Auch der Dihong-Tsangpo durchfließt in Tibet eine breite Hohlform, um erst nach einer Lauflänge über 12 Längengrade seinen Durchbruch nach S zu bewerkstelligen, ebenfalls durch die — hier aber bedeutend erniedrigte — Hauptkette, die »main axis« oder »line of greatest elevation« der Engländer. Auch der »Gegenfluß« des oberen Bramaputra, der Indus, ist nach seiner Anlage und seiner Richtung zum Gebirgsganzen sicherlich ein Längsfluß. Der Indus bzw. sein Gartok-Quellarm fließt von seiner Entstehung an als Längsfluß längs der nordwestlichen Seite einer aus Tonschiefern und kristallinischen Gesteinen gebildeten Bergkette. Die Gebrüder Schlagintweit nannten sie den Trans-Sgtledsch-Zug, Godwin-Austen sieht in ihr einen Teil seiner Ladāk-Gurla-Range. In der Tat liegt Gurla, der östliche Eckpfeiler der Sgtledsch-Hochfläche von Hundes, in ihrer Fortsetzung, ebenso wie sie weiter im W bei der Einmündung des Hanleflusses vom Indus durchbrochen wird, um weiterhin die hohe Gneiskette von Ladāk zwischen Indus und Schayok zu bilden.

Weiter gegen NW zu wechseln im Laufe des Indus nunmehr Längsstrecken mit kurzen Querstrecken oder vielmehr schiefen Durchschneidungen ab, bis zur Indusschleife bei Bandschi, mit der der große Durchbruch beginnt. Aber bei aller Ähnlichkeit mit den Verhältnissen im Laufe des Sgtledsch und des Dihong-Bramaputra, ein Unterschied besteht zwischen diesen Flüssen und dem Indus, nämlich in bezug auf das Höhenverhältnis zwischen dem Gebirgshintergrunde und dem durchbrochenen Gebirge. Im Falle des Indus kann man nicht mehr sagen, daß er, aus verhältnismäßig tieferen Regionen kommend, eine »line of greatest elevation« durchbricht. Das tatsächlich höchste Gebirge liegt auf seiner Nordseite, das Gneismassiv des Mustag; denn für unsere morphogenetische Betrachtungsweise können

---

[1]) Manual. 1. Aufl., S. 674.

[2]) Über die Quellregion der großen Flüsse werden wir in nächster Zeit ausführlichen Bericht erhalten, da eine im Anschluß an den Einzug der englischen Mission von Lhasa mit dem Zielpunkt Gartok aufgebrochene Expedition unter den Kapt. Rawling, Ryder und Wood den Tsangpo bis zu seinen Quellen verfolgt und dann auch die Oberläufe des Gartok-Indus sowie des Sgtledsch untersucht hat. Bisher ist nur eine kurze Notiz erschienen (Geogr. Journ., Bd. XXV, S. 295 f.), in der u. a. hervorgehoben wird, daß vom Mansarowar-See vier Monate lang ein Abfluß zu dem westlich gelegenen Rakastal-See besteht, daß der Sgtledsch aber nicht aus diesem See abfließt, der vielmehr abflußlos ist. Die Quelle des Sgtledsch liegt also westlich davon.

wir als Oberlauf der Indus-Durchbruchsstrecke ebenso gut wie das Indus-Längstal auch den Gilgitfluß oder den Schigar ansehen.

Die zweite der hauptsächlichen Eigentümlichkeiten der Himalaya-Orographie, daß die Flüsse nämlich in niederem Gebiet entspringen, dann aber die höchste Erhebung durchbrechen, besteht also im Falle des Indus nicht, wie auch Oldham[1]) bereits hervorgehoben hat. Allerdings betrifft diese Feststellung nur die großen Züge. Im einzelnen muß doch der Umstand zu denken geben, daß in der Mitte der Durchbruchsstrecke, nachdem das Gebirge eine Erniedrigung von etwa 2000 m erfahren hat, auf der linken Seite des durchbrechenden Flusses der gewaltige Einzelberg des Nanga Parbat sich doch wieder zu 8120 m erhebt. Bei der gewaltigen Meereshöhe, die also das durchbrechende Tal noch in der geographischen Breite des Nanga Parbat gehabt haben würde, wenn wir im Indus einen einfachen Abdachungsfluß sehen wollten, der vom Mustag in das Vorland floß, müssen wir bekennen, daß mit einfacher Epigenesis der Indusdurchbruch nicht zu erklären ist. Wir können nicht umhin, auch noch bedeutende Gebirgsbewegungen zur Erklärung wenigstens dieses Durchbruchs heranzuziehen.

Die typische Ausbildung dieser, für den Himalaya als bezeichnend geltenden Inkongruenz von Hauptwasserscheide und Haupterhebung kommt demnach in unserem Gebiet nicht vor. Da aber das Längstal des Indus in den Kreis unserer Betrachtung fällt, und die Frage nach der Entstehung der Durchbruchstäler als Grundproblem die Frage nach dem Verhältnis von Längs- und Quertälern überhaupt enthält, werden wir an der Darlegung der über die Entstehung der Himalayaentwässerung vorgebrachten Anschauungen nicht vorbeigehen können.

2. Zur Erklärung der Entwässerungsrichtungen.

Aus der in einem früheren Abschnitt enthaltenen Betrachtung des Induslängstals ergab sich nur wenig, was geeignet sein könnte, auf die Entstehung des Industals Licht zu werfen. Es ist das Industal allerdings ein Längstal, wenn man seine Richtung mit der Richtung des Gesamtgebirgsstreichens vergleicht. Aber auf der geologischen Karte, wenigstens der uns heute vorliegenden, erscheint nur das mittlere Laufstück des oberen Indus als Längsfluß: in Ladāk ist das Industal ein Längstal von der Art der Gesteinsgrenzentäler, es entspricht der Auflagerung des Eocän auf dem Grundgebirge. Wenn man mit Lydekker die Eocänzone des Industals als schräggestelltes Ablagerungsprodukt einer schmalen Meeresbucht betrachtet, so würde der Indus hier in einer vorgebildeten Hohlform liegen, und das Industal in Ladāk wäre ein »aufgesuchtes Tal«. Doch glaube ich nicht, daß man die tektonischen Bewegungen des Eocän, also des Deckgebirges, von denen des Grundgebirges trennen darf; und wenn das Deckgebirge im SW bis in eine Meereshöhe von über 6000 m gehoben ist, so scheint mir, muß das Grundgebirge diese Bewegungen mitgemacht haben; und die Oberfläche der Eocänzone gehört einem Denudationsrelief an. Mit anderen Worten: das Industal in Ladāk ist ein »ausgearbeitetes Tal«.

Verlassen wir also die vielleicht noch vorhandene Vorstellung, als sei das obere Industal, so wie wir es heute sehen, ein unmittelbares Produkt der Gebirgsfaltung, verlassen wir die etwa bestehende Grundanschauung, als entstünden im Faltengebirge die langgestreckten regelmäßigen Längstalzüge, und bedenken wir, daß unsere orographisch-geologischen Gliederungen das heute bestehende hydrographische Netz zur Voraussetzung haben, daß aber das hydrographische Netz nicht umgekehrt wieder das tektonische Relief widerspiegelt. Auch einen Irrtum der morphographischen Betrachtung können wir hier berichtigen. Ein

[1]) R. D. Oldham, The River Valleys of the Himalayas. Journal of the Manchester Geographical Society IX, 1893, S. 112—25.

Vergleich mit den uns am nächsten liegenden Beispielen großer Längstalzüge in jungem Faltengebirge könnte uns verleiten, in den schönen, regelmäßigen Längstalzügen des inneren Himalaya im allgemeinen breite, die Länder verbindende Furchen zu sehen. Die populäre Vorstellung ist ja: Breites, im Querschnitt sanft geböschtes Längstal und enge schluchtartige Quertal-Durchbruchsstrecke. Wenn uns aber von dem Engtal des Indus in Nieder-Ladāk eine Spannweite von 15 m für die 200 m tiefe jüngste Erosionsschlucht angegeben wird, so ist der Formcharakter eines solchen »Längstals« nicht milder als der einer wilden Durchbruchsstrecke in einem Quertal, wie etwa der des Salzachdurchbruchs im Paß Lueg. Wilder kann der Ckarakter der »Durchbruchsstrecke«, des Quertals von der Indusschleife bei Bandschi an, auch nicht sein.

Kehren wir zur Betrachtung des Längstals, und zwar der Fortsetzung des Industals von Ladāk, zurück. Der Indus tritt in das Gneismassiv ein, das in steilen Wänden sein Bett um 4000, oder wenn wir das ganze Indusstromgebiet mit einbegreifen, um 6000 m überragt. Hier ist ein Grund zur ursprünglichen Anlage eines Längstals überhaupt nicht mehr zu erkennen. Weder, daß eine Gesteinsgrenze hier verlaufen würde, noch daß das Tal einer Bruchlinie folgte. Die Oberfläche, auf der das Industal von Baltistān sich einst ausbildete, liegt tausende von Metern über dem heutigen Flusse. Und die natürlichste, weil einfachste Erklärung ist die, daß das Gneismassiv gehoben wurde, der Indus aber die Kraft behielt, sein Niveau zu bewahren, die Gebirgshebung zu besiegen. Wir können auch keine gar so lange Zeit für diese Entwicklung ansetzen. Denn in der Eocänzeit gab es jedenfalls noch keinen von O nach W fließenden Indus.

Fassen wir zusammen, so zerlegen wir das Längstal des oberen Induslaufs in das »angepaßte« Talstück von Ladāk und in das seiner Entstehung nach unbekannte Längsdurchbruchstal von Baltistān. Das alte Landrelief, auf dem sich dieses Talstück ausbildete, ist gänzlich zerstört; nur auf der gehobenen »Fastebene« der Déusī und eingefaltet in die Gneise und alten Schiefer der Mustagketten liegen die Trümmer der alten Oberfläche.

Wenn nun der Indus von Baltistān ein solcher Fluß ist, daß er in einem sich hebenden Lande seine ursprüngliche Lage bewahrt, so ist er das, was wir einen »beständigen« Fluß nennen können, als Verdeutschung des Gelehrtenwortes »antezedent«.

Aber ist der Indus, im ganzen betrachtet, von der Quelle des Gartokflusses, durch Ladāk, Baltistān, die Schleife von Bandschi und seine Quertalstrecke bis zur Ebene, ein »beständiger« Fluß? Schwerlich seiner Anlage nach. Nehmen wir einen Zustand Innerasiens an, als der Himalaya noch nicht existierte. Warum soll es damals so gewaltige Flüsse gegeben haben in bogenförmiger Längsrichtung, in einer Richtung, zu der vor der Himalayafaltung noch gar keine Veranlassung vorlag? Die Längstäler des Dihong-Bramaputra und des Indus sollten im Gegenteil erst Produkte der Gebirgsbildung gewesen sein, möchten wir meinen.

Hiermit sind wir auf eines der umstrittensten Probleme überhaupt gekommen, auf die Frage nach dem relativen Alter von Quertälern und Längstälern. Gerade die Himalayatäler luden ganz besonders zu Betrachtungen über das Verhältnis beider Taltypen zu einander ein.

Wenn wir einen historischen Überblick über die Behandlung des Problems der Himalayaflüsse versuchen, ist es nicht nötig, daß wir uns an die zeitliche Aufeinanderfolge der Erklärungen halten. Die früher wohl gangbarste Erklärung ist die, welche erst kürzlich wieder im offiziellen Handbuch der Geologie von Indien von Oldham gegeben wurde [1]).

---

[1]) A Manual of the Geology of India. Second edition, largely revised and rewritten by R. D. Oldham. Calcutta 1893, S. 463f.

»Die erste Folge des Beginnes der Erhebung des Himalaya war die Festlegung der Längstälern entlang einem [illegible] Abfalls. Die Gewässer dieser Längstäler [illegible] die äußeren Grenzen dieser Gesamterhebung, und in der ersten Anlage [illegible] Gebirges, so weit es [illegible] der heutigen Hochgipfelkette liegt. [illegible] dem Maße aber, als das Gebirge sich höher hob, wurde das Gefälle der Flüsse [illegible] lichen Rande abfließen [illegible] als dasjenige der Täler längs des Nordrandes der Hauptkette [illegible] kraft wuchs und sie waren imstande, sich durch die Kette der höchsten Erhebung rückwärts und einen Teil der Entwässerung an sich zu ziehen, die ursprünglich nach O und W [illegible] des Indus, Setledsch und Tsangpo floß.«

Bis zum Ende des letzten Satzes sollte man meinen, Oldham wolle auch [illegible] täler des Indus, Setledsch und Tsangpo erklären. Doch die Beispiele, die [illegible] Wahrscheinlichkeit der Bildung von Durchbruchstälern auf dem Wege der [illegible] Talverlängerung beibringt, betreffen immer nur ein durch die Denudation [illegible] Quellbecken herbeigeführtes Übergreifen im kleinsten Maßstab. und Oldham [illegible] Recht hätte, von dieser im kleinen beobachteten Wirkung auf Wirkung im [illegible] schließen — zumal er die theoretischen Darlegungen über die Impotenz der rück[illegible] Erosion gar nicht zu kennen scheint —, hütet sich doch davor, auch den [illegible] bruch auf diese Weise zu erklären. In einem etwas später erschienenen Aufsatz [illegible] er sogar offen aus, daß der Indus ebenso wie der Tsangpo zweifellos Beispiele [illegible] Entwässerung seien. Also »beständige Flüsse«, was er auf einmal auch von [illegible] Gogra, Subansiri behauptet, kurz von allen den nördlich der Hauptkette entspringenden und nach S fließenden Strömen, soweit sie ein zu großes Einzugsgebiet haben [illegible] nur junge Übergriffe der südlichen Entwässerung auf die nördliche Abdachung [illegible] könnten. Man muß nach der Lektüre dieses Aufsatzes eingestehen, daß die [illegible] Oldham vor allem an seinem Vorgänger Medlicott ausübt, außerordentlich [illegible] schrumpft.

Medlicott war es, der zuerst die beiden Haupteigenschaften der großen [illegible] rungslinien festgestellt hat: die Beständigkeit und die Anpassungsfähigkeit. Die [illegible] keit der Entwässerungslinien schloß er aus der lithologischen Zusammensetzung [illegible] Siwalikschichten an den Durchbruchsstellen der Flüsse. Hier sind es Konglomerate [illegible] Geröllen derselben Gesteinsarten zusammengesetzt, wie sie auch die heutigen [illegible] führen, während zu beiden Seiten die Konglomerate in die normalen Mergel [illegible] steine der oberen Siwaliks übergehen. Das bedeutet, daß die heutigen [illegible] schon vor der Auffaltung der Siwaliks, der vordersten Kette des Himalaya [illegible] daß die Flüsse damals schon dieselbe Lauflänge besaßen wie heute, und [illegible] Flüsse ihren Lauf beibehielten quer durch das sich hebende Gebirge.

Wie aber waren die Längstäler zu erklären? Hier verweist Medli[cott] [illegible] Umwandlung einer ursprün[glichen] [illegible] Setledsch und Bramaputra waren [illegible] Ketten des Gebirges [illegible] andere Ströme, ihre Neben[flüsse] [illegible] als das Gebirge aufstieg. Aber [illegible] von Indus, [illegible] mit ihren Län[gstälern] [illegible] der schwä[cheren] [illegible] Diese Flüsse fanden sich [illegible] Wasser erhielten, ihre [illegible] einer nicht

[illegible] The Journal of the Manchester [illegible]

eine streichende Zone bildenden Längstalfurche aufgeschlossen, Querentwässerung war endgültig in Längsentwässerung verwandelt. In dieser Weise deutet Medlicott die Entwicklung der Himalaya-Entwässerung an [1]).

Die Vorbedingungen, die in der Natur erfüllt sein mußten, um auf die angegebene Weise die Entwässerungslinien entstehen zu lassen, die wir heute sehen, sind die folgenden:

1. Indus, Setledsch, Bramaputra flossen bereits vor der Gebirgsbildung in der Richtung, die zur künftigen Querrichtung werden sollte. Da sie von älteren Gebirgen, den Gebirgen des Kwen-lun-Systems, herabkommen mußten, ist an dieser Tatsache nichts Verwunderliches.

2. Ihnen flossen Nebenflüsse zu, in annähernd paralleler Richtung, von denselben Gebirgen kommend. Sie vereinigten sich mit den Hauptflüssen südlich der Region, die heute zum Hochgebirge geworden ist. Diese Annahme kann einem Zweifel nicht begegnen, wenn die Richtigkeit der ersten Annahme zugestanden ist.

3. Wasser- und gefällsreiche Flüsse behalten auch in einem quer zu ihrer Abflußrichtung sich hebenden Gebirge sowohl Richtung wie Tiefenlage bei. Den Beweis lieferte uns Medlicott, eben für die in Rede stehenden Flüsse.

4. Der Einfluß, den die Auffaltung des Untergrundes auf ein diese überdauerndes Flußsystem ausübt, ist die Neigung zur Ausbildung von Längstälern der Nebenflüsse in dazu geeigneten Zonen. Auch das ist natürlich, denn während die großen Querlinien — die Flußtäler — bestehen bleiben, bilden sich neue Längsformen, also auch neue Längshohlformen, die zu Abzugswegen für die Niederschläge werden.

5. Diese neu geschaffenen Längshohlformen werden mit fortschreitendem Tiefereinschneiden ihrer Flüsse, unter der Einwirkung der Denudation, zu Denudationshohlformen. Es besteht dabei eine natürliche Auslese; die Flüsse wandern seitwärts, schreiten schräg in die Tiefe, bis sie den ihnen zusagenden Grund und Boden erreicht haben, bis sie z. B. längs einer Bruchlinie oder in einer Zone leicht zerstörbarer Gesteine zu liegen kommen. Die Flüsse »passen sich an« (Davis, Penck). Die Folge dieser Anpassung ist, daß die Flüsse in Längstälern gegeneinander arbeiten.

6. Die in der Längsrichtung fließenden Nebenflüsse der tiefer eingesunkenen Querhauptflüsse rücken ihre Wasserscheide vor auf Kosten der Nebenflüsse der weniger tief eingesunkenen oder sonst ungünstig gestellten Querflüsse. Dies wird uns ohne weiteres zugegeben werden.

7. Sie entwurzeln schließlich die ungünstiger gestellten Querhauptflüsse, indem sie die angepaßten Längsnebenflüsse derselben erobern, diesen ein größeres Gefälle erteilen, so daß auch die oberhalb gelegene Hauptflußstrecke diesen verloren geht. Dieser Vorgang ist oft schon theoretisch abgeleitet und mit Beispielen in der Natur belegt worden, so daß seine Möglichkeit uns unbedingt zugestanden werden muß.

Die hydrographische Karte der Himalayagegend vor der Gebirgsfaltung hat man sich also in der Weise zu denken, daß drei große Flüsse mit zahlreichen Nebenflüssen vom Kwenlun in südliche Meere abflossen. Die beginnende Auffaltung legte viele dieser Flußbetten trocken. Statt deren wurden neue Längsnebenflüsse gebildet, von geringerer Lauflänge bei den unbedeutenden Querflüssen, von größerer Lauflänge bei den drei Hauptflüssen. Die Flüsse der großen Längstalfurche fingen alle von N her kommenden Flüsse ab, bis diese selbst mit der zunehmenden Austrocknung des Hinterlandes versiegten, und damit hatte die Längsentwässerung über die Querentwässerung endgültig gesiegt.

Selbst Oldham ist die Möglichkeit dieser Erklärung nicht fremd. Nach seinem eigenen Ausspruch ist es wahrscheinlich, daß »die Form des Indus- und Tsangpo-Stromgebiets

[1]) Medlicott and Blanford, A manual of the Geology of India. 1. Aufl., Calcutta 1879, 676–78.

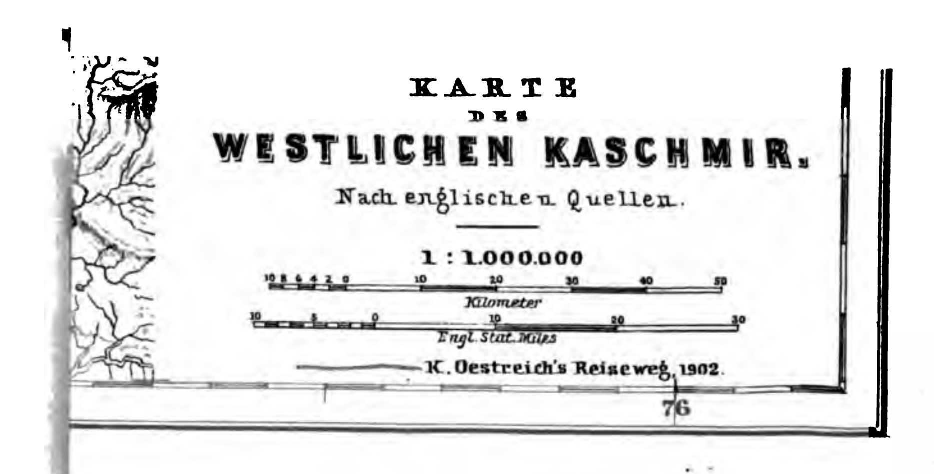
ursprünglich weniger eigentümlich war, als sie heute ist; zweifellos hatten bei(starke Zuflüsse von N her, die durch die Austrocknung des Landes abgeschnitten sind.« Das heißt aber nichts anderes, als daß hier ursprünglich Querdrainage und diese Querdrainage die Emporfaltung des Gebirges überdauert hat. Damit g Oldham unbewußt auch den zweiten Hauptpunkt zu, daß nämlich die Längs\ ihrer heutigen Gestalt erst nachträgliche Bildungen sind; und es kann sich au seiner Seite kein Widerspruch erheben gegen unsere auf Medlicotts Überlegung gründete Anschauung, daß die Beständigkeit der Flüsse und die Anpassung die Mächte sind, die die eigentümlichen Formen der Himalaya-Entwässerung geschaffen Wieso die Längsentwässerung gerade in der heute vorhandenen Indus-Bramaputra-. sich ausgebildet hat, das hat seine Gründe in der geologischen Zusammensetzun Gebirges. Die Gründe sind aber nur noch zum Teil zu erkennen: in Ladäk nämlic die Zone leichter zerstörbarer Eocängesteine zwischen den Gneismassiven von Zanska von Ladäk von der Erosion erreicht war. Welche Veranlassung weiter im W u O vorgelegen hat, ist noch unbekannt. Im O, weil diese Länder selbst noch unerf sind; im Westen, weil diese Länder eine nachträgliche Hebung erfahren haben, gege das Längstal des Indus »beständig« (antezedent) geblieben ist.

Und gänzlich von der Hand zu weisen ist die auch bei Oldham noch ab un auftretende Grundanschauung, als bedeute die Längstalfurche die nördliche Grenze Himalaya. Sie ist nichts weiter als ein Erosionsgebilde, hüben wie drüben ist »Himala

Auch Richthofen steht mit der von ihm angegebenen Erklärung der Durchbru täler vollständig auf dem Boden der Anschauung von der Beständigkeit der Flüsse. (ham[1]) mißversteht ihn nur, und die Voraussetzungen der von Richthofen[2]) gegeb Erklärung decken sich vollständig mit den Erfordernissen, deren unsere Erklärung benöti Richthofen legt nur Wert darauf, zu betonen, daß die Entstehung der Flüsse statt h auf einer Sedimentdecke, die das heute hoch erhobene und entblößte Grundgebirge da verhüllte. Die Flüsse lagen hier, geologisch gesprochen, über ihren heutigen Betten, aber in ringerer Meereshöhe, und behielten ihre Lage und Richtung bei, während in ihrem Mit laufe große tektonische Veränderungen vor sich gingen, das Gebirge aufgefaltet wu Es wird nicht behauptet, daß die heutige Wasserscheidenkette, die hinter der Hochgip kette liegt und niedriger ist als diese, ursprünglich höher war als die Hochgipfelk heute, nur daß sie höher war als die Hochgipfelkette damals. Es handelt sich Richthofen auch nicht um den Härtegrad, um mehr oder weniger leichte Verwitter der Gesteine der einzelnen Zonen, daß nämlich die Wasserscheidenkette ihre gering Höhe der geringeren Widerstandskraft der Gesteine verdanke, sondern nur um den Geg satz »Deckgebirge« und »Grundgebirge«. Nachdem einmal die Anlage der Flußlinien Deckgebirge stattgefunden hatte und die Gebirgsaufrichtung einsetzte, trat die Beständigk der Flußrichtung in ihre Wirksamkeit, und die Flüsse bildeten die Durchbrüche. Rich hofens Erklärung umfaßt Anlage und Ausdauer der Quertalstrecken, betont, daß die »beständige« und »gesunkene«, antezedente und epigenetische Täler sind.

[1]) The River Valleys of the Himalayas, a. a. O. S. 116.
[2]) Führer für Forschungsreisende, S. 175.

Druck von Justus Perthes in Gotha.


KARTE
DES
WESTLICHEN KASCHMIR.
Nach englischen Quellen.
1 : 1.000.000
Kilometer
Engl. Stat. Miles
K. Oestreich's Reiseweg 1902.
76

Ergänzungshefte zu den „Mitteilungen".

I. Ergänzungsband (1860–1861). 5.80 M.

1. **Vibe,** *Küsten und Meer Norwegens.* 1 M.
2. **Tschudi,** *Reise durch die Andes von Süd-Amerika, 1858.* 1 M.
3. **Barth,** *Reise durch Kleinasien, 1858.* 1 M.
4. **Lejean,** *Ethnographie der Europäischen Türkei* (deutscher und französischer Text). 2 M. (Vergriffen.)
5. **Wagner,** *Physikalisch-geographische Skizze des Isthmus von Panama.* 1 M.
6. **Petermann** und **Hassenstein,** *Ost-Afrika zwischen Chartum und dem Roten Meere.* 80 Pf.

II. Ergänzungsband (1862–1863). 12.00 M.

7. **Petermann** und **Hassenstein,** *Inner-Afrika: Beurmanns Reise 1860. [illegible] 1859, [illegible] 1856.* 2 M.
8. — *Inner-Afrika: Tebu, Land und Volk der Tebu, Beurmanns Reisen nach Murzuk 1862.* 3 M.
9. — *Inner-Afrika: Antinoris Reise zum Lande der Djur, Beurmanns Reisen nach Wara.* 2 M.
10. — *Inner-Afrika: [illegible] an den [illegible]: Reisen von Heuglin, [illegible].* 4.60 M.

III. Ergänzungsband (1863–1864). 13.20 M.

11. **Halfeld** und **Tschudi,** *Minas Geraes.* 2 M.
12. **Koristka,** *Die Hohe Tatra in den Zentral-Karpathen.* 3 M.
13. **Heuglin, Kinzelbach, Munzinger, Steudner,** *Die Deutsche Expedition in Ost-Afrika 1861 und 1862.* 4.60 M.
14. **Richthofen,** *Die Metallproduktion Kaliforniens und der angrenzenden Länder.* 1.60 M.
15. **Heuglin,** *Die Tinnesche Expedition im westlichen Nil-Quellgebiet, 1863 und 1864.* 2 M.

IV. Ergänzungsband (1865–1867). 16.20 M.

16. **Petermann,** *Spitzbergen und die arktische Zentral-Region.* 2 M.
17. **Payer,** *Die Adamello-Presanella-Alpen.* 2 M.
18. **Payer,** *Die Ortler-Alpen, Suldengebiet.* 2 M. (Vergriffen.)
19. **Behm,** *Die modernen Verkehrsmittel: Dampfschiffe, Eisenbahnen, Telegraphen.* 2.40 M. (Vergriffen.)
20. **Tschihatschef,** *Reisen in Kleinasien und Armenien. 1847–1863.* 3.00 M.

V. Ergänzungsband (1867–1868). 14.80 M.

21. **Spörer,** *Nowaja Semlä in geographischer, naturhistorischer und volkswirtschaftlicher Beziehung.* 3.00 M.
22. **Fritsch,** *Reisebilder von den Kanarischen Inseln.* 1.80 M.
23. **Payer,** *Die westlichen Ortler-Alpen (Trafoier Gebiet).* 3.40 M. (Vergriffen.)
24. **Jeppe,** *Die Transvaalsche Republik.* 2.80 M. (Vergriffen.)
25. **Rohlfs,** *Reise durch Nord-Afrika von Tripoli nach Kuka.* 3 M.

VI. Ergänzungsband (1869–1871). 13 M.

26. **Lindeman,** *Die arktische Fischerei der deutschen Seestädte 1620 bis 1868.* 3.60 M.
27. **Payer,** *Die südlichen Ortler-Alpen.* 2.80 M.
28. **Koldewey** und **Petermann,** *Die erste Deutsche Nordpolar-Expedition 1868.* 3 M.
29. **Petermann,** *Australien in 1871.* Mit geographisch-statistischem Kompendium von Meinicke. 1. Abt. 3.60 M. (Vergriffen.)

VII. Ergänzungsband (1871–1872). 17.40 M.

30. **Petermann,** *Australien in 1871.* Mit geographisch-statistischem Kompendium von Meinicke. 2. Abt. 3.60 M. (Vergriffen.)
31. **Payer,** *Die zentralen Ortler-Alpen, Martell etc.* 3 M.
32. **Sonklar,** *Die Zillerthaler Alpen.* 3.60 M. (Vergriffen.)
33. **Behm** und **Wagner,** *Die Bevölkerung der Erde. I.* 2.60 M. (Vergriffen.)
34. **Rohlfs,** *Reise durch Nord-Afrika von Kuka nach Lagos.* 4.60 M.

VIII. Ergänzungsband (1873–1874). 14.80 M.

35. **Behm** und **Wagner,** *Die Bevölkerung der Erde. II.* 5 M. (Vergriffen.)
36. **Radde,** *Vier Vorträge über den Kaukasus.* 4 M.
37. **Mauch,** *Reisen im Innern von Süd-Afrika, 1865–1872.* 2.80 M. (Vergriffen.)
38. **Wojeikof,** *Die atmosphärische Zirkulation.* 3 M.

IX. Ergänzungsband (1875). 17.40 M.

39. **…mann,** *Die südamerikanischen Republiken Argentina, Chile, Paraguay und Uruguay im 1875.* 4.20 M. (Vergriffen.)
40. **Waltenberger,** *Die Rhätikon-Kette, Lechthaler und Vorarlberger Alpen.* 4.40 M.
41. **Behm** und **Wagner,** *Die Bevölkerung der Erde. III.* 4.40 M.
42. **Sewerzows** *Erforschung des Thian-Schan-Gebirgs-Systems 1867.* I. Hälfte. 4.40 M.

X. Ergänzungsband (1875–1876). 16.80 M.

43. **Sewerzows** *Erforschung des Thian-Schan-Gebirgs-Systems 1867.* II. Hälfte. 4.80 M.
44. **Cerniks** *technische Studien-Expedition durch die Gebiete des Euphrat und Tigris.* I. Hälfte. 4 M.
45. **Cerniks** *technische Studien-Expedition durch die Gebiete des Euphrat und Tigris.* II. Hälfte. 4 M.
46. **Bretschneider,** *Die Pekinger Ebene und das benachbarte Gebirgsland.* 2.80 M.
47. **Haggenmachers** *Reise im Somali-Lande.* 1.80 M.

XI. Ergänzungsband (1876–1877). 17 M.

48. **Czerny,** *Die Wirkung der Winde auf die Gestaltung der Erde.* 2.20 M.
49. **Behm** und **Wagner,** *Die Bevölkerung der Erde. IV.* 6 M.
50. **Zöppritz,** *Pruyssenaeres Reisen im Nilgebiet.* I. Hälfte. 2.80 M.
51. **Zöppritz,** *Pruyssenaeres Reisen im Nilgebiet.* II. Hälfte. 3 M.
52. **Forsyth,** *Ost-Turkestan und das Pamir-Plateau.* 5 M.

XII. Ergänzungsband (1877–1878). 16 M.

53. **Przewalskys** *Reise an den Lob-Nor und Altyn-Tag. 1876 bis 1877.* 2 M.
54. *Die Ethnographie Rußlands,* nach A. F. Rittich. 3 M.
55. **Behm** und **Wagner,** *Die Bevölkerung der Erde. V.* 5 M.
56. **Credner,** *Die Deltas.* 4 M.

XIII. Ergänzungsband (1879–1880). 17 M.

57. **Soetbeer,** *Edelmetall-Produktion.* 5.60 M.
58. **Fischer,** *Studien über das Klima der Mittelmeerländer.* 4 M.
59. **Rein,** *Der Nakasendô in Japan.* 2.20 M.
60. **Lindeman,** *Die Seefischerei.* 5 M.

XIV. Ergänzungsband (1880–1881). 17.80 M.

61. **Rivoli,** *Die Serra da Estrella.* 2 M.
62. **Behm** und **Wagner,** *Die Bevölkerung der Erde. VI.* 5 M.
63. **Mohn,** *Die Norwegische Nordmeer-Expedition.* 2 M.
64. **Fischer,** *Die Dattelpalme.* 4 M.
65. **Berlepsch,** *Die Gotthard-Bahn.* 4.40 M.

XV. Ergänzungsband (1881–1882). 22.00 M.

66. **Schreiber,** *Die Bedeutung der Windrosen.* 2.20 M.
67. **Blumentritt,** *Versuch einer Ethnographie der Philippinen.* 5 M.
68. **Berndt,** *Das Val d'Anniviers und das Bassin de Sierre.* 4 M.
69. **Behm** und **Wagner,** *Die Bevölkerung der Erde. VII.* 7.40 M.
70. **Bayberger,** *Der Inngletscher von Kufstein bis Haag.* 4 M.

XVI. Ergänzungsband (1883–1884). 19.40 M.

71. **Choroschchin** und **v. Stein,** *Die russischen Kosakenheere.* 2.20 M.
72. **Schuver,** *Reisen im oberen Nilgebiet.* 4.20 M.
73. **Schumann,** *Kritische Untersuchungen über die Zimtländer.* 2.80 M.
74. **Drude,** *Die Florenreiche der Erde.* 4.60 M.
75. **Lendenfeld,** *Der Tasman-Gletscher und seine Umrahmung.* 5.40 M.

XVII. Ergänzungsband (1885–1886). 21.40 M.

76. **Regel,** *Die Entwicklung der Ortschaften im Thüringerwald.* 4.40 M.
77. **Stolze** und **Andreas,** *Die Handelsverhältnisse Persiens.* 4 M.
78. **Fritsche,** *Ein Beitrag zur Geographie und Lehre vom Erdmagnetismus Asiens und Europas.* 5 M.
79. **Mohn,** *Die Strömungen des Europäischen Nordmeeres.* 2.00 M.
80. **Boas,** *Baffin-Land.* Geographische Ergebnisse einer 1883 und 1884 ausgeführten Forschungsreise. 5.40 M.

XVIII. Ergänzungsband (1886–1887). 19.00 M.

81. **Bayberger,** *Geographisch-geologische Studien aus dem Böhmerwalde.* 4 M.
82. **v. Schlagintweit,** *Die Pacifischen Eisenbahnen in Nordamerika.* 2.80 M.

83. **Berndt**, *Der Alpenföhn in seinem Einfluß auf Natur und Menschenleben.* 3.60 M.
84. **Supan**, *Archiv für Wirtschaftsgeographie. I. Nordamerika, 1880 bis 1885.* 5 M.
85. **Radde**, *Aus den Dagestanischen Hochalpen, vom Schahdagh zum Dulty und Bogos.* 4.80 M.

XIX. Ergänzungsband (1887—1888). 17.40 M.

86. **Credner**, *Die Reliktenseen.* I. Teil. 4.40 M.
87. **v. Lendenfeld**, *Forschungsreisen in den Australischen Alpen.* 4 M.
88. **Partsch**, *Die Insel Korfu.* 2.40 M.
89. **Credner**, *Die Reliktenseen.* II. Teil. 3.60 M.

XX. Ergänzungsband (1888—1889). 29.80 M.

90. **Blanckenhorn**, *Die geognostischen Verhältnisse von Afrika.* I. Teil. 4 M.
91. **Michaelis**, *Von Hankau nach Su-tschou (Reisen im mittleren und westlichen China 1879—1881).* 4 M.
92. **Junkers** *Reisen in Zentralafrika 1880—1885.* Wissenschaftliche *Ergebnisse.* I. 4 M.
93. **Junkers** *Reisen in Zentralafrika 1880—1885.* Wissenschaftliche *Ergebnisse.* II. u. III. 4.80 M.
94. **v. Diest**, *Von Pergamon über den Dindymos zum Pontus.* 5.20 M.

XXI. Ergänzungsband (1889—1890). 25.40 M.

95. **Partsch**, *Die Insel Leukas.* 2.40 M. (Vergriffen.)
96. **Beschoren**, *Rio Grande do Sul.* 4 M.
97. **Dove**, *Kulturzonen von Nord-Abessinien.* 2.60 M. (Vergriffen.)
98. **Partsch**, *Kephallenia und Ithaka.* Eine geographische Monographie. 6 M. (Vergriffen.)
99. **v. Höhnel**, *Ostäquatorial-Afrika zwischen Pangani und dem neuentdeckten Rudolf-See.* 4.20 M. (Vergriffen.)
100. **Radde**, Karabagh. 4 M.

XXII. Ergänzungsband (1891—1892). 29.60 M.

101. **Wagner** und **Supan**, *Die Bevölkerung der Erde.* VIII. 10 M.
102. **Walther**, *Die Adamsbrücke und die Korallenriffe der Palkstraße.* 2.60 M.
103. **Schnell**, *Das marokkanische Atlasgebirge.* 6 M.
104. **Hettner**, *Die Kordillere von Bogotá.* 8 M.

XXIII. Ergänzungsband (1892). 29.60 M.

105. **Mohn** und **Nansen**, *Wissenschaftliche Ergebnisse von Dr. F. Nansens Durchquerung von Grönland 1888.* 6 M.
106. **Ruge**, *Die Entwicklung der Kartographie von Amerika bis 1570.* 8 M.
107. **Wagner** und **Supan**, *Die Bevölkerung der Erde.* IX. 7 M.
108. **Naumann**, *Beiträge zur Geologie und Geographie Japans.* 3.60 M.
109. **Schott**, *Wissenschaftliche Ergebnisse einer Forschungsreise zur See.* 5 M.

XXIV. Ergänzungsband (1893—1895). 30.80 M.

110. **Bludau**, *Die Oro- und Hydrographie der preußischen und pommerschen Seenplatte.* 6 M.
111. **Baumann**, *Die kartographischen Ergebnisse der Massai-Expedition des Deutschen Antisklaverei-Comités.* 7 M.
112. **Radde** und **Koenig**, *Das Ostufer des Pontus und seine kulturelle Entwickelung im Verlauf der letzten 30 Jahre.* 6.40 M.
113. **Sapper**, *Grundzüge der physikalischen Geographie von Guatemala.* 6.40 M.
114. **Flottwell**, *Aus dem Stromgebiet des Qysyl-Yrmaq (Halys).* 5 M.

XXV. Ergänzungsband (1895—1896). 23.80 M.

115. **Hassert**, *Beiträge zur physischen Geographie von Montenegro.* 7 M.
116. **v. Diest** und **Anton**, *Neue Forschungen im westlichen Kleinasien.* 8 M.
117. **Radde** und **Koenig**, *Der Nordfuß des Dagestan und das vorliegende Tiefland bis zur Kuma.* 6 M.
118. **Stahl**, *Reisen in Nord- und Zentral-Persien.* 4.40 M.
119. **Futterer**, *Die allgemeinen geologischen Ergebnisse der neueren Forschungen in Zentral-Asien und China.* 4.40 M.

XXVI. Ergänzungsband (1896—1898). 38.00 M.

120. **Dove**, *Deutsch-Südwest-Afrika.* 5 M.
121. **Meyer**, *Erforschungsgeschichte und Staatenbildungen des Westsudan mit Berücksichtigung seiner historischen, ethnographischen und wirtschaftlichen Verhältnisse.* 6.40 M.
122. **Stahl**, *Zur Geologie von Persien.* Geognostische Beschreibung des nördlichen und Zentral-Persien. 7.40 M.
123. **Harzer**, *Über geographische Ortsbestimmungen ohne astronomische Instrumente.* Elementare Darstellung. 7.40 M.
124. **Supan**, *Die Verteilung des Niederschlags auf der festen Erdoberfläche.* 7.60 M.

XXVII. Ergänzungsband (1899). 42.20 M.

125. **v. Diest**, *Von Tilsit nach Angora.* 7 M.
126. **Radde**, *Wissenschaftliche Ergebnisse der im Jahre 1886 Allerhöchst befohlenen Expedition nach Transkaspien und Nord-Chorassan.* 9 M.
127. **Sapper**, *Über Gebirgsbau und Boden des nördlichen Mittelamerika.* 10 M.
128. **Leonhard**, *Die Insel Kythera.* Eine geographische Monographie. 6.20 M.
129. **Widenmann**, *Die Kilimandscharo-Bevölkerung.* Anthropologisches u. Ethnographisches aus dem Dschaggalande. 7 M.
130. **Supan**, *Die Bevölkerung der Erde.* Periodische Übersicht über neue Arealberechnungen, Gebietsveränderungen, Zählungen und Schätzungen der Bevölkerung auf der gesamten Erdoberfläche. X. 9 M.

XXVIII. Ergänzungsband (1900). 20 M.

131. **Hedin**, *Die geographisch-wissenschaftlichen Ergebnisse meiner Reisen in Zentralasien. 1894—1897.* 20 M.

XXIX. Ergänzungsband (1901). 15.00 M.

132. **Richter**, *Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen.* 6.40 M.
133. **Fischer**, *Wissenschaftliche Ergebnisse einer Reise im Atlas-Vorlande von Marokko.* 9 M.
134. **Philippson**, *Beiträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt.* 10 M.
135. **Supan**, *Die Bevölkerung der Erde.* XI. 6.40 M.
136. **Halbfaß**, *Beiträge zur Kenntnis der Pommerschen Seen.* 10 M.
137. **Spitaler**, *Die periodischen Luftmassenverschiebungen und ihr Einfluß auf die Lagenänderungen der Erdachse (Breitenschwankungen).* 4 M.

XXX. Ergänzungsband (1902—1903). 57.00 M.

138. **Merker**, *Rechtsverhältnisse und Sitten der Wadschagga.* 4 M.
139. **Futterer**, *Geographische Skizze der Wüste Gobi zwischen Hami und Su-tschou.* 6.20 M.
140. **Fitzner**, *Niederschlag und Bewölkung in Kleinasien.* 9 M.
141. **Schaffer**, *Cilicia.* 6 M.
142. **Blum**, *Die Entwicklung der Vereinigten Staaten von Nordamerika.* 8 M.
143. **Futterer**, *Geographische Skizze von Nordost-Tibet.* 4.40 M.
144. **Arctowski**, *Die antarktischen Eisverhältnisse.* 7 M.

XXXI. Ergänzungsband (1904). 24 M.

145. **Voß**, *Beiträge zur Klimatologie der südlichen Staaten von Brasilien.* 4 M.
146. **Supan**, *Die Bevölkerung der Erde.* XII. 8 M.
147. **Fischer**, *Der Ölbaum.* 5 M.
148. **Stavenhagen**, *Skizze der Entwicklung und des Standes des Kartenwesens des außerdeutschen Europa.* 10 M.

XXXII. Ergänzungsband (1904—1905). 47 M.

149. **Merzbacher**, *Vorläufiger Bericht über eine in den Jahren 1902 und 1903 ausgeführte Forschungsreise in den zentralen Tian-Schan.* 8 M.
150. **Machaček**, *Der Schweizer Jura.* 9 M.
151. **Sapper**, *Über Gebirgsbau u. Boden des südlichen Mittelamerika.* 10 M.
152. **Thoroddsen**, *Island.* I. 10 M.
153. **Thoroddsen**, *Island.* II. 12 M.

XXXIII. Ergänzungsband.

154. **Auler Pascha**, *Die Hedschasbahn.* 6 M.

18.–

Dr. A. Petermanns Mitteilungen

aus

Justus Perthes' Geographischer Anstalt.

Herausgegeben von

Prof. Dr. A. Supan.

Ergänzungsheft Nr. 156.

Die

Phlegräischen Felder

bei Neapel.

Von

Prof. Dr. **Carlo de Stefani,**

Professor der Geologie an dem R. Istituto di Studi Superiori in Florenz.



GOTHA: JUSTUS PERTHES.

1907.

Preis 14 Mark.

Geschlossen 21. Juni 1907.

Als Beiträge für diese Zeitschrift

werden *Abhandlungen*, *Aufsätze*, *Notizen*, *Literaturberichte* und *Karten* in ausgeführter Zeichnung oder skizziert, welche sich auf die Gebiete der Geophysik, Anthropogeographie, spezieller Länderkunde, astronomischen Geographie, Meteorologie, Nautik, Geologie, Anthropologie, Ethnographie, Staatenkunde und Statistik beziehen, erbeten. Ganz besonders sind verläßliche Notizen oder briefliche Berichte aus den *außereuropäischen* Ländern, wenn auch noch so kurz, nicht nur von Geographen von Fach, sondern auch von offiziellen Personen, Konsuln, Kaufleuten, Marine-Offizieren und Missionaren, durch welche uns bereits so wertvolle und mannigfaltige Berichte zugegangen sind, stets willkommen.

Reisejournale zur Einsicht und Benutzung, sowie die bloßen *unberechneten Elemente astronomischer, hypsometrischer und anderer Beobachtungen* und *Nachrichten über momentane Ereignisse* (z. B. Erdbeben, Orkane), sowie über *politische Territorialveränderungen* usw. werden stets dankbar entgegengenommen. Ferner ist die Mitteilung *gedruckter*, aber seltener oder schwer zugänglicher *Karten*, sowie *außereuropäischer*, geographische Berichte enthaltender *Zeitungen* oder anderer mehr ephemerer *Flugschriften* sehr erwünscht. — Für den Inhalt der Artikel sind die Autoren verantwortlich.

Die Beiträge sollen womöglich in deutscher Sprache geschrieben sein, doch steht auch die Abfassung in einer andern Kultursprache ihrer Benutzung nicht im Wege.

Originalbeiträge werden pro Druckbogen für die Monatshefte mit *68 Mark*, für die Ergänzungshefte dementsprechend mit *51 Mark*, **Übersetzungen** oder **Auszüge** mit der *Hälfte dieses Betrags*, **Literaturberichte** mit *10 Pf.* pro Zeile in Kolonel-Schrift, jede für die »Mitteilungen« geeignete **Originalkarte** gleich einem Druckbogen mit *68 Mark*, **Kartenmaterial** und **Kompilationen** mit der *Hälfte dieses Betrags* honoriert. In außergewöhnlichen Fällen behält sich die Redaktion die Bestimmung des Honorars für Originalkarten vor.

An *Verlagsbuchhandlungen* und *Autoren* richten wir die Bitte um Mitteilung ihrer Verlagsartikel bzw. Werke, Karten oder Separatabdrücke von Aufsätzen mit Ausschluß derjenigen lediglich schulgeographischen Inhalts behufs Aufnahme in den Literatur- oder Monatsbericht, wobei wir jedoch im vorhinein bemerken, daß über Lieferungswerke erst nach Abschluß derselben referiert werden kann.

Für die Redaktion: **Prof. Dr. A. Supan.** **Justus Perthes' Geographische Anstalt.**

Die

Phlegräischen Felder

bei Neapel.

Von

Prof. Dr. Carlo de Stefani,

Professor der Geologie an dem R. Istituto di Studi Superiori in Florenz.

Mit 67 Phototypien, Zeichnungen und Diagrammen und einer geologischen Karte.

(ERGÄNZUNGSHEFT No. 156 ZU »PETERMANNS MITTEILUNGEN«.)

GOTHA: JUSTUS PERTHES.

1907.

Inhaltsverzeichnis.

Phototypien, Diagramme und Profile.

Karte.

Geologische Karte der Phlegräischen Felder von Carlo de Stefani. 1 : 75000.

Einleitung.

Eine der am häufigsten erwähnten vulkanischen Gegenden ist diejenige der Phlegräischen Felder bei Neapel. Dieser Name umfaßte ursprünglich ein weit größeres Terrain als heute.

Aristoteles (geb. 384, gest. 322 v. Chr.) ist der erste Schriftsteller, bei dem sich das Phlegräische Feld (*Φλεγραῖον πεδίον*) bei Gelegenheit der Erdbeben erwähnt findet. Er sagt: »Das Gas bewegt, wenn es in reichlicher Menge vorhanden ist, die Erde wie eine Erschütterung in die Breite (d. h. in horizontaler Richtung), aber in gewissen Gegenden auch mit einem Stoße von unten nach oben; erfolgt eine solche Bewegung, dann werden aus dem Boden eine Anzahl Steine geworfen, wie Körner, die in Sieben geworfelt werden. Von Erdbeben gleicher Art wurden beschädigt das Sipylische Feld in Kleinasien, dasjenige, welches das Phlegräische genannt wird, und die ligurische Gegend.«

Derselbe Autor schreibt in einem anderen Werke, daß die Gegend des Averner Sees, wo heiße Quellen fließen, *πυριφλεγέθων* genannt wird[2]). Ephorus, ein gleichzeitiger Geschichtsschreiber aus Cumä (italienisch Cuma), nannte Pyriphlegethon eine mythologische zum Orte gehörige Persönlichkeit, und Lykophron, der etwas später lebte, legte den Namen einem mutmaßlichen benachbarten Flusse bei[3]), wahrscheinlich in Verwechselung der Begriffe mit den häufigen Quellen.

Polybius erzählt, daß die Tyrrhener oder Etrusker früher auch die Felder bei Capua und Nola besessen hätten, die einstmals die Phlegräischen genannt seien (*πεδία Φλέγραια περὶ Καπύην καί Νώλην*)[4]), und wiederholt an einer anderen Stelle, daß die Ebene bei Capua von den »Phlegräischen Feldern« eingenommen sei[5]). Auch Diodorus Siculus, der zur Zeit Cäsars und Augustus' lebte, sagte, als er die Taten des Herkules schilderte, daß jener zur Ebene von Cumä gekommen sei, wo er die Riesen bekämpfte und fügte hinzu: Dieser Ort wird das Phlegräische Feld genannt (*πεδίον Φλεγραῖον*) von einem Hügel, welcher ähnlich wie der Ätna in Sizilien große Massen Feuer speit; er wird jetzt Vesuv (*Οὐεσουίος*) genannt, und viele Spuren ehemaliger Brände seien noch deutlich sichtbar[6]). Auch an einer anderen Stelle sagt er, ohne den Vesuv zu erwähnen, daß die Kämpfe mit den Riesen in Italien in den Feldern stattgefunden hätten, welche einstmals Phlegräische von dem Orte der Brände genannt seien und später die Cumäischen geheißen hätten[7]). Hieraus glauben Beloch[8]) und De Lorenzo[9]) mit Sicherheit schließen zu können, daß der Vesuv schon vor 79 v. Chr. in historischen Zeiten Ausbrüche gehabt habe, und daß sich auf einen Ausbruch des Vesuvs, wenn nicht auf eine Explosions-Eruption in der

---

1) Aristoteles, *μετεωρολογικῶν* lib. II, cap. VIII (Über Meteore).
2) Idem, *περὶ θαυμασίων ἀκουσμάτων*, C. II.
3) *Λυκόφρονος τοῦ χαλκιδέως Ἀλέξανδρα*, 699.
4) *Πολύβιος καὶ Ἀππίανος*, lib. I, cap. 17.
5) Idem, lib. III, 91.
6) Diodorus, lib. IV, 21.
7) Ibid. V, 71.
8) Beloch, Campanien. Berlin 1879, S. 216.
9) G. de Lorenzo, Studi di geologia nell' Appennino meridionale (Acc. scienze fis. e mat., Vol. VIII, S. 2). Napoli 1896.

Gegend der heutigen Phlegräischen Felder, die oben erwähnten Mitteilungen des Aristoteles beziehen, und daß hierauf der Ursprung des Namens der Phlegräischen Felder zurückzuführen sei. Später erzählt Strabo, daß das Gebiet von Cumä Φλεγρα deswegen genannt werde, weil die ganze Gegend von Pozzuoli bis Bajä (italienisch Baia) von Schwefel, Feuer und heißen Quellen erfüllt sei[1]). Plinius erwähnt ausdrücklich, daß die Laboria (oder Terra di Lavoro), das von den Griechen das Phlegräische Feld genannte Gebiet, ein Teil Campaniens gewesen und von zwei Konsularstraßen begrenzt sei, die von Pozzuoli und von Cumä nach Capua führten[2]). Strabo und Plinius wenden also diese Namen auf ein weit beschränkteres Gebiet an als Diodor und Polybius.

Dionysius von Halycarnassus[3]) nennt das Gebiet von Cumä und das angrenzende Land die Campanischen Felder (... Καμπανῶν πεδίων ...). Καμπανῶν πέδον nannte es Dionysius Periegetes (descriptio, p. 357), der zwischen 54 und 93 n. Chr. lebte. Rufus Festus Avienus, der im 4. Jahrhundert lebte, übersetzt »campanus ager«, während sein späterer Kommentator, der Bischof Eustathius, der im 12. Jahrhundert lebte, sagt, daß die Bevölkerung der »Campani« von den »Feldern« den Namen führe, und hinzufügt, daß hier die Phlegräischen Felder liegen, und daß Cumä Phlegraea genannt sei, weil in der Gegend Flammen und warmes Wasser hervorsprudelten (Commentaria p. 357). Ich verstehe den Namen Phlegräische Felder in einem kaum weiteren Sinne als Strabo und Plinius, indem ich nämlich darunter alle Hügel westlich von Neapel zusammenfasse. Breislak, Scacchi und eine große Zahl italienischer und ausländischer Schriftsteller haben diese Gegend weitläufig beschrieben. Eine wiederholte wochenlange Anwesenheit in den Jahren 1896—98 hat mich in den Stand gesetzt, die Beobachtungen anderer zu vervollständigen.

In bezug auf die Topographie bediene ich mich des Blattes 7 der Karte des ehemaligen Königreichs Neapel und der tavolette des K. Militärgeographischen Instituts[4]), welche jedoch noch nicht vollendet sind und sich überdies an verschiedenen Stellen, wie das schon andere bemerkt haben, sicherlich in den Höhenangaben irren.

Die Phlegräischen Felder befinden sich — dies hat schon De Lorenzo bewiesen — durchaus nicht, wie andere annehmen, inmitten eines Versenkungsfeldes und gleichsam im Zentrum einer Bucht, umgeben von einem zu den Appenninen zu rechnenden Terrain, das gegen das Meer abgebrochen ist, sondern inmitten einer sehr weit reichenden Synklinale, um welche herum die Sekundärschichten der Halbinsel Sorrent, der Appenninen von Avellino und Caserta und des Monte Massico regelmäßig zum Meere abfallen.

Die Erdschichten, aus denen die Phlegräischen Felder zusammengesetzt sind, bestehen nur zu einem kleinen Teile aus Ton, vielmehr meist aus sandigen trachytischen Tuffen, die teils zerreiblich und locker, teils fest sind und gänzlich oder fast gänzlich zusammengesetzt sind aus Bruchstücken vulkanischen Ursprungs und mehr oder weniger eckige, unregelmäßige Stücke von verschiedener Größe von unveränderten oder metamorphisierten Laven und Schlacken und besonders Bimssteine enthalten. Die größeren Fragmente sind an gewissen Punkten zahlreich, an anderen sparsam vertreten oder fast gar nicht vorhanden.

Diese Tuffe finden sich weit verbreitet in den Phlegräischen Feldern, auf der ganzen Halbinsel von Sorrent, bei Mercato, Sarno, Avellino im O des Vesuvs, bei Arienzo, Sant' Agata

---

[1]) Strabo, Geogr., lib. V, 4, 6.

[2]) Plinii secundi Hist. mundi, lib. XVIII, cap. 29: »Quantum autem universas terras campus Campanus antecedit, tantum ipsum pars eius, quae Laboriae vocantur, quem Phlegraeum Graeci appellant. Finiuntur Laboriae via ab utroque latere consulari, quae a Puteolis et quae a Cumis Capuam ducit.« Es ist nicht zu verstehen, weshalb einige Schriftsteller, die den Plinius offenbar mißverstanden haben, Laboria auf die Ebene von Quarto beschränkt haben.

[3]) Dionys. Halycar. I, 21, 37; VII, 3.

[4]) Napoli, Pozzuoli, Marano di Napoli.

dei Goti bis nach Benevento nördlich von Neapel und am ganzen Rande der Campanischen Ebene bis nach Rocca Monfina, indem sie diskordant die verschiedensten Gesteine bedecken[1]).

Aber die in Campanien weit verbreiteten Tuffe haben oft etwas verschiedene Beschaffenheit, und wir haben nur die Absicht, denjenigen der Phlegräischen Felder zu untersuchen.

Sie sind hier in zwei Varietäten vertreten, verschieden in Farbe, Festigkeit und stratigraphischer Lage. Zu unterst liegt der gelbe Tuff, ausgezeichnet durch seine warme und lebhafte gelbe Farbe und seine ziemlich feste Beschaffenheit, daher von alters her ein gutes Baumaterial. Die oberen Schichten bestehen aus grauem aschenfarbigem Tuff, dessen Gemengteile verändert sind, der daher mürbe und zu Bauzwecken nicht geeignet ist; er findet sich wechsellagernd mit sehr regelmäßigen dünnen Schichten von kleinen Bimssteinen bei Poggioreale, bei Capodimonte, bei Sant' Elmo, an den Hügeln bei Camaldoli, bei Cigliano, um den Krater von Quarto herum. Die Feinheit des Materials ist innerhalb gewisser Grenzen verschieden. Die allerfeinsten, zersetzten, von gleichmäßigem Korn liefern die Puzzolanerde, die zusammen mit Kalk festen Zement zu Arbeiten unter Wasser gibt. Die Schichtung ist stets deutlich, aber an vielen Stellen sehr unregelmäßig. An anderen Stellen beobachtet man eine größere Regelmäßigkeit, und es kommen ziemlich ausgedehnte Bänke vor, in denen Bestandteile von recht verschiedener Beschaffenheit miteinander abwechseln, obwohl eine absolute Horizontalität nur ziemlich selten zu konstatieren ist. Jedoch bemerkt man streckenweise, wenn auch nur auf einige 100 m, ziemlich starke, ursprüngliche Krümmungen und Faltungen, die vielmehr von der Art der Ablagerung der Bänke als von nachträglichen Bewegungen herrühren.

Die besondere Beschaffenheit und die Lagerung dieser Tuffe werden wir später näher untersuchen. Innerhalb derselben finden sich Anhäufungen oder Kuppen und Ströme von Laven und Bänke von Schlacken, auf die wir im Laufe der Untersuchung näher eingehen werden. Es ist sehr schwierig, die Beschreibung der verschiedenen Vulkane in eine gute Reihenfolge zu bringen. Ich werde die chronologische Ordnung wählen und werde beginnen mit den Phänomenen, die sich in historischer Zeit sozusagen vor unseren Augen abgespielt haben und daher besser bekannt sein dürften, um dann nach und nach zu den älteren fortzuschreiten.

I. Der Monte Nuovo.

Der jüngste der Phlegräischen Vulkane ist der Monte Nuovo, besucht und beschrieben von so ziemlich allen Geologen, die über Vulkane arbeiten wollten, zuletzt von De Lorenzo[2]). Er ist entstanden im Jahre 1538 durch eine Eruption, der eine Periode lokaler Erdbeben voranging. Die hauptsächlichsten Quellen der Geschichte dieser Eruption sind die Beschreibungen des Vizekönigs Pietro da Toledo[3]), welcher diese Gegend am

---

[1]) A. Scacchi, La regione vulcanica fluorifera della Campania (Mem. d. R. Com. geol., vol. IV, 1890). W. Deecke, Zur Geologie von Unteritalien (Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. 1891, Bd. II, S. 286).

[2]) G. de Lorenzo, Consid. sull' origine superficiale dei vulcani (Atti R. Acc. sci. fis. e nat., Napoli 7. Dec. 1901).

[3]) Pietro da Toledo, Ragionamento del terremoto, del Nuovo Monte, del Aprimento di terra in Pozuolo, nel anno 1538. Gedruckt in Neapel durch Sultzbach (irrtümlich mit tz, richtig Sulzbach), einen Deutschen, am 22. Januar 1539. Diese Ausgabe ist außerordentlich selten, ich habe sie in keiner Bibliothek in Rom und in Toscana gefunden. Sie wurde bald darauf neugedruckt mit den Werken von M. A. delli Falconi und Borgia, und von diesem Neudruck existiert ein sehr gutes Exemplar in der Universitätsbibliothek von Pisa, wahrscheinlich ein Geschenk von Porzio, der dort Lektor war. Ein Exemplar wurde von Hamilton, welcher sie übersetzt hatte (W. Hamilton, Campi Phlegraei, Neapel 1776, S. 70, französisch Paris 1776), dem Britischen Museum geschenkt.

1. Oktober, drei Tage nach dem Ausbruch besuchte (sie werden zum größten Teile von Miccio[1]) in dessen Lebensbeschreibung wiederholt), ferner von Francesco dal Nero, Vertreter des Hofes von Toscana in Neapel[2]), welcher sich den Ausbruch bald nach seinem Beginn ansah, von Marc' Antonio delli Falconi[3]), von Simone Porzio[4]), Professor der Philosophie an der Universität Neapel, dann Lektor an der Universität Pisa, welcher



Fig. 1. Monte Nuovo (gesehen von der Station Arco Felice).

im Auftrag des Pietro da Toledo schrieb, endlich das Zeugnis des Don Antonio Russo aus Pozzuoli, eines Mannes von ungefähr 80 Jahren, das von sechs anderen alten Landleuten der Gegend in demselben Lebensalter im Jahre 1587 gelegentlich einer Erkundigung über das Hospital von Tripergola, in Gegenwart des Bischofs von Pozzuoli[5]) bestätigt wurde, und eine Erzählung in Versen des Girolamo Borgia[6]), Bischofs von Massa lubrense. Ich werde die Werke von P. da Toledo, von Nero und von delli Falconi mit T., N., F. zitieren.

---

[1]) S. Miccio, Vita di D. Pietro da Toledo (Arch. stor. ital., Vol. IX, S. I, 1846, S. 35).

[2]) F. del Nero, Lettera a Niccolò del Benino sul terremoto di Pozzuolo dal quale ebbe origine la Montagna Nuova, nel 1538. Nach einem Manuskript übersetzt ins Deutsche (Haagen v. Mathiessen, Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. 1846, S. 702 und M. Neumayr, der Bericht des Francesco del Nero über die Bildung des Monte Nuovo bei Neapel (Neues Jahrb. 1883, Bd. II), und ins Englische (Quarterly Journ. of the Geol. Soc., Vol. III, 1847, S. 20).

[3]) Dell' incendio di Pozzuolo nel 1538, Napoli, per Marco Antonio Passaro, 16. Nov. 1583, wiederum teilweise aufgelegt durch Paolini (Sopra i monumenti ch' esistone in Miseno, in Baoli, in Baja, in Cuma, in Pozzuoli, Napoli 1812, S. 78ff. und vollständig durch Giustiniani (I tre rarissimi opuscoli di Simone Porzio, di Girolamo Borgia e di Marc Antonio delli Falconi scritte in occasione della celebre eruzione avvenuta in Pozzuoli nell' anno 1538, Napoli 1817) und ins Englische übersetzt von Hamilton (s. o.).

[4]) S. Portii, De conflagratione agri puteolani, Neapel ohne Jahr und Namen des Herausgebers (ed. I). Eine zweite in Neapel erschienene Ausgabe wurde kürzlich wieder aufgefunden (Florenz 1551). Ein Exemplar existiert in der Nationalbibliothek in Florenz. Sie wurde später von L. Giustiniani wieder herausgegeben, ins Italienische übersetzt von J. A. Buoni im Dialogo del terremoto, Modena 1571 und von G. Amenduni (Neapel 1878).

[5]) Das Zeugnis findet sich bei P. S. Sarnelli, Guida de' forestieri curiosi di vedere e considerare le cose notabili di Pozzuoli, Baia, Miseno, Cuma ed altri luoghi convicini; Napoli 1685, S. 56.

[6]) H. Borgii: Incendium ad Avernum lacum horribile pridie Cal. Octobris MDXXXVIII, nocte intempesta exortum, Neapoli. Idibus Octobris MDXXXVIII. Eine Abschrift zusammengebunden mit der Beschreibung des P. da Toledo und delli Falconi mit derselben Karte befindet sich in der Universitätsbibliothek von Pisa. Das Werk von Borgia, im emphatischen Stil geschrieben, bestätigt, was die anderen sagen, bringt aber nicht mehr Licht in die Sache. Es finden sich auch noch bei späteren Schriftstellern Erwähnungen dieses Ausbruchs, z. B. bei Sanfelice, Campania, Neapoli 1726, S. 11, 88; S. 225 befindet sich ein kurzes Gedicht de Baiano incendio. F. Loffredus, de antiquitatibus puteolanis, cap. 18; Lycosthene, Cronaca, der die Worte des Porzio wiederholt. — Costo, Historia di Napoli, part. II, lib. 3, der sich an die Erzählung von Pietro da Toledo hält unter Hinzufügung einiger weniger Notizen. — G. C. Capaccio, Historiae Neapolitanae, lib. 2, cap. 20, S. 789, der delli Falconi, Porzio und Borgia zitiert. — Summonte, Historia di Napoli, part. 4, lib. 7, S. 131. Paolo Reg. opuscoli, part. 3, dial. 6, welche teilweise wiederholen oder vorzugsweise delli Falconi vor Augen gehabt zu haben scheinen. Doglioni, Amphiteatro d'Europa, Descrittione d'Italia, S. 677, der nur wenige Angaben macht und an Ort und Stelle erst ziemlich viel später gewesen zu sein scheint, als der Ausbruch bereits vollendet war. Diese Gewährsmänner zitiert Bonito, Della terra tremante, lib. IX, S. 676, der jedoch von den wichtigeren Werken des Pietro de Porzio und delli Falconi nichts erwähnt.

Das kleine Gebiet, das der neue Vulkan einnahm, war ein Teil einer etwa 20 m ü. M. befindlichen Ebene zwischen dem Monte Barbaro, dem Averner und Lucriner See und dem Meere, gleichsam eine Fortsetzung der Ebene von Pozzuoli. Einige neuere Autoren schrieben, daß diese Gegend eine vollkommene Ebene wäre; dies ist nicht der Fall, denn im westlichen Teile befand sich und befindet sich der ca 50 m hohe Hügel des Averner Sees, welcher sanft nach der Gegend des Monte Nuovo abfällt. Ein anderer kleiner Hügel von 40 m Höhe, der heute beinahe einen Teil des Monte Nuovo bildet, befindet sich etwas südlicher nach dem Meere zu und wird der Hügel der Gefahr genannt. Der ganze Boden, die Basis des Vulkans, war und wird noch immer von gewöhnlichem grauem Tuff mit groben Bimssteinen, welche auf noch nicht lange vergangene Ausbrüche hinweisen, eingenommen. Die Schichten laufen in der Ebene horizontal mit einer kleinen Neigung nach O in dem Hügel. Es ist nicht unmöglich, daß Andeutungen von eruptiven Phänomenen anch in ziemlich alten Zeiten vorhanden waren, und das würde erklären, daß im Averner See, insbesondere in seinem westlichen Teile, der Pyriphlegethon gesucht wird[1]. In dieser Ebene mag das Landgut des Cicero gelegen haben, in dem sich nach dem Tode des Eigentümers ein Ereignis, der Erzählung wert, abspielte. Darüber schreibt Plinius[2]: »Der Erwähnung wert ist das Landgut, das sich demjenigen zeigt, der vom Averner See nach Pozzuoli geht und das an der Küste liegt, berühmt durch die Säulenhalle und den Park, welchen M. Cicero die Akademie nennt, wegen der Ähnlichkeit mit derjenigen von Athen. Im ersten Teile desselben« (wahrscheinlich demjenigen, der näher nach dem Averner See zu liegt) »entstanden nach dem Tode Ciceros, als Antistius Vetus Eigentümer war, warme Quellen, die besonders wohltätig für die Augen waren und in einem Gedicht von Laurea Tullius, einem seiner Freigelassenen, gefeiert werden«. Dieses Gedicht, würdig nach Plinius überall gelesen zu werden, lautet:

> Quod tua, Romanae vindex clarissime linguae,
> silva loco melius surgere iussa viret,
> atque academiae celebratam nomine villam
> nunc reparat cultu sub potiore Vetus:
> hic etiam apparent lymphae non ante repertae,
> languida quae infuso lumina rore levant.
> Nimirum locus ipse sui Ciceronis honori:
> hoc dedit, hae fontes quum patefecit ope,
> ut, quoniam totum legitur sine fine per orbem,
> sint plures, oculis quae medeantur, aquae[3].

Andere versetzen das Landgut Ciceros in eine ganz andere Gegend. So bringt eine Karte des Bulifon[4]) die Villa links von der Campanischen Straße jenseit des Monte Barbaro, wenn man von Pozzuoli kommt. Loffredo, Sanfelice und Mazzella[5]), die ersten Schriftsteller, welche über die Altertümer von Pozzuoli geschrieben haben, denen nachher viele andere gefolgt sind, sind der Ansicht, daß die Ruinen der Villa an dem sogenannten Stadion gewesen seien oberhalb der Starza, am Fuße der Hügel und an der Cumäischen Straße, und dorthin versetzt man jetzt die angeblichen Ruinen der Villa des Cicero. De Iorio[6]) versetzt die Villa ans Meer, mehr an der Ostseite des Lucriner Sees. Bad des Ciceros hieß auch eine Therme nahe dem Bade von Tritole oder dem Sudatorium des Nero an der Küste zwischen Bajä und dem Averner See, welche aber mit den sogenannten Aquae Ciceronianae nichts zu tun hat.

---

[1]) Strabo V, 5.
[2]) Hist. Nat., lib. XXXI, cap. 3.
[3]) Der Sinn dieses sehr gedrechselten Gedichtes ist: Weil Ciceros Schriften so viel gelesen werden, also die Augen der Leser durch die Anstrengung leiden, sind aus seiner Villa Stärkungsmittel für dieselben hervorgegangen.
[4]) P. Sarnelli, Guida de Forestieri. Napoli 1685.
[5]) S. Mazzella, Sito et antichità della città di Pozzuolo. Napoli, Salviani 1591, S. 38.
[6]) A. de Iorio, Guida di Pozzuoli e contorni. Napoli 1822, S. 48, 52, 87.

Aus den Worten des Plinius folgt aber augenscheinlich, daß die Villa jenseit der Campanischen Straße lag, wenn man von Pozzuoli kommt, d. h. von der Straße von Pozzuoli nach Capua, die damals existierte, durchaus nicht an der Straße von Bajä, die an dem Meere entlang führte. Allerdings befand sie sich auch an der Straße, die von Pozzuoli zum Averner See oder eigentlich zum Lucriner See führt, wo die Straße das Meer verläßt und in die Richtung des Averner Sees geht, westlich von der Gegend, wo jetzt die Bambinella steht.

Der gleichen Ansicht ist auch Beloch[1]), dem Deecke[2]) folgt. Noch genauere Bezeichnungen lassen sich anderen Schriften Ciceros und anderen Autoren entnehmen. Das Landgut war einen Spaziergang von Pozzuoli entfernt und ganz in der Nähe des Tempels der Nymphen am Meere[3]). Von dort konnte man das Cumäische Landgut des Catull auf den Hügeln, welche die Ebene von Cumä vom Averner See scheiden, ebenso auch Pozzuoli und den Säulengang des Neptun sehen[4]), dessen Ruinen oberhalb des Amphitheaters existieren sollen, obwohl man diejenigen Personen nicht erkennen konnte, welche dort etwa spazieren gingen. Ebenso lag das Landgut nahe dem Averner See[5]), was sich nicht vereinigen läßt mit der Meinung des de Iorio, daß das Landgut an der Starza gewesen sei. Daß die Villa auf dem Puteolanischen Gebiet nahe dem Lucriner See gewesen sei, geht aus einem Briefe an Attikus im Jahre 710 a. u. c., datiert von Pozzuoli, den 25. April. Er dementiert darin die Angabe, welche sagt, er wolle sie an seinen Bruder Quintus verkaufen oder überlassen »me, ad lacum, quod habeo, venditurum, minusculam vero villam Quinto traditurum; ego vero de venditione nihil cogito, nisi quid, quod magis me delectet, invenero«[6]). Und einige Tage später, am 1. Mai, schreibt er: »Piliae nostrae (Schwester des Attikus) villam totam quaeque in villa sunt, trado, in Pompeianum ipse proficiscens«[7]). Das Landgut war also dasjenige, in dem er wohnte, und welches er auf einige Tage verließ, um der Belästigung durch seine Besucher zu entgehen. In der Tat verkündet er bei seiner Abreise am 3. Mai: »conscendens, cum Piliae nostrae villam ad Lucrinum, villicos procuratores tradidissem ... per paucos dies in Pompeiano, post in haec Puteolana et Cumana regna renavigaro ... interpellantium multitudine paene fugienda[8]).« Und er wiederholt den Tag darauf: »In Pompeianum veni — quum pridie, ut antea ad te scripsi, Piliam in Cumano collocavissem[9]).« Am 14. Mai schreibt er an Attikus von der »villa ad Lucrinum« aus[10]). Zu anderen Malen datieren, wenn er sich auf jenem Landgut befindet, seine Briefe »in Puteolano«. Von jenem Landgute aus sah er, als er, wie Plinius erzählt und wie aus dem Texte hervorgeht, die Akademischen Schriften schrieb, den kleinen Fischen im Lucriner See zu »et ut nos nunc sedemus ad Lucrinum pisciculosque exsultantes videmus«[11]).

Elias Spartianus schreibt (Hadrianus 25), daß Hadrian nach seinem Tode in dem wenig entfernten Bajä im Landgut des Cicero begraben sei, und daß Antoninus Pius dort einen kostbaren Tempel errichten ließ, dessen Ruinen noch lange Zeit hindurch er-

---

[1]) J. Beloch, Campanien, Topographie, Geschichte und Leben der Umgebung Neapels im Altertum. Berlin 1879, S. 175.

[2]) W. Deecke, Über die Gestalt des Lucriner Sees vor dem Ausbruch des M. Nuovo (3. Jahrg. d. Geogr. Gesellsch. zu Greifswald 1881, S. 12).

[3]) Philostratus, lib. VII, cap. 5. Vit. Apoll.

[4]) M. Tull. Ciceronis Academicorun priorum, lib. II, cap. 25, 80.

[5]) »In vicinia nostra Averni lacus«. M. Ciceronis Tusculanarum disput. lib. I, cap. XVI, 37.

[6]) Ciceronis epistularum ad Atticum lib. XIV, ep. 13.

[7]) Ibid. ep. 15.

[8]) Ibid. ep. 16.

[9]) Ibid. ep. 17.

[10]) Ep. lib. XV, ep. 15.

[11]) Ciceronis Fragmenta Academicorum, lib. III, 2. apud Nonium priorum Academicorum I.

halten blieben. Auf andere Überlieferungen über die Situation bei neueren Schriftstellern ist nichts zu geben. Das Landgut des Cicero war also beim Lucriner See, aber an der Straße zum Averner See, und zum Teil vielleicht da, wo später das Dorf Tripergola lag, welches sich an der Straße von Pozzuoli und vom Meere zum Averner See unter dem heutigen Monte Nuovo befand. Die heiße Quelle, die nach dem Tode Ciceros mehr nach dem Averner See zu sich zeigte, war vielleicht eine von denen, die zu Tripergola gehörten und durch ein Naturereignis entstanden, das gleichsam ein Vorläufer des Ausbruchs des Monte Nuovo war. In viel späterer Zeit entstand an jener Stelle bei Tripergola ein Badeetablissement, das ziemlich besucht war und verschiedene Quellen von ziemlich hoher Temperatur besaß, wie manche andere der Gegend, die zu heißen Tümpeln und Dampfexhalationen Anlaß gaben, wie die sogenannte »a Fumosa da dentro mare« [1]). Delli Falconi bezeugt, daß Tripergola, wo sich der Vulkan bildete, war »in quella valletta« (d. h. in der kleinen Ebene), »che è tra monte Barbaro e quel monticello che si denomina dal Pericolo, per la quale valletta s'andava al lago Averno et alli bagni«.

In der Zeichnung, die delli Falconi auf das Titelblatt seiner Schrift setzte, heißt es, daß »parte del monticello del Pericolo è rimasto sotto le falde del Monte Nuovo«, sodaß also ein Teil außerhalb blieb. Auch Francesco dal Nero bezeugt, daß dort ein kleiner Hügel gewesen sei. Auch der Mastro Giurato, der Bürgermeister und andere Bürger der Stadt Pozzuoli bezeugen im Jahre 1587 [2]), daß »avanti l'incendio della cenere che uscì da Tripergola, in detto luogo ci era una chiesa nominata Santo Spirito con l'hospedale, lo quale hospedale era nominato olim hospedale di Santa Marta, lo quale de anno in anno continuamente si teneva aperto per gli infermi dalli Maestri dello sacro hospedale di Santa Maria dell' Annuntiata di Napoli ... e dopo detto incendio detta chiesa ed hospedale per ritrovarsi sotterato ed occupato di cenere, fu da detti olim signori mastri trasportato vicino all' Annuntiata di Pozzuoli« [3]). Und Don Antonio Russo bezeugt in derselben informatio 1587, daß »a tempo ch' era figliuolo ... andava alla festa di Santo Spirito la quale chiesa stava dentro il castello nominato Tripergola ed in detta festa se ci spendevano per li Mastri le cerase (das sind Kirschen) e se ci abballava dove concoreva tutta la città (Pozzuoli) in detta festa, ed in detto castello vi era un hospedale dalla parte di basso (d. h. zur ebenen Erde) sopra li bagni terraneo, ed esso ... entrava dentro detto hospedale e vi vedeva da circa trenta letti più, e meno, nelli quali dimoravano molti infermi, forestieri, e cittadini, li quali havevano di bisogno de' bagni sudatorj e tutte infermità, ed anco vi stava la strada, la quale da passo in passo era situata, et habitata da più persone, delle quali esso testimonio, se ne ricorda circa tre hosterie, le quali servivano per li Cavalieri, che andavano alli bagni e persone facoltose, che havevano denari da spendere, e giontamente in detta strada con dette hosterie vi stava una spetiaria, la quale crede . . . che stasse là per beneficio di detto hospedale, e dopo essendo venuto in età più perfetta vedeva esso testimonio, che detto hospedale di Tripergola si esercitava per li Mastri [4])«. Auch delli Falconi erzählt, daß unterhalb des Monte Nuovo übrig geblieben wären »la canettaria (der Hundestall der königlichen Villa), e lo castello di trepergole e tutti quelli edifici e la maggior parte dei bagni ch' erano intorno«. Ein Teil der Bäder von Tripergola, der gegen den Averner See lag, blieb vom Ausbruch verschont und war unter diesem Namen noch im

---

[1]) A. Russo, in Sarnelli S. 59.

[2]) Sarnelli l. c., p. 52. Istanza presentata die primo Julii 1587 Puteolis per magnificos dominos Franciscum de Composta Magistrum Juratum, Hieronymum de Fraya Sindicum, Lanzeloctum de Bonobomine, Polidorum Fraya patre Electos ex Civibus coram Illustre Domino Episcopo Puteolano, per quem fuit receptum, sicut in quantum etc. (Informatio pro Hospitali de Tripergola etc.)

[3]) Informatio pro Hospitali de Tripergola in Sarnelli, l. c., 52.

[4]) In Sarnelli l. c., S. 57.

Jahre 1685 bekannt[1]). Das Hospital war von Karl II. erbaut bei den Thermen, die »a Fumosa da dentro mare« genannt wurden, und in der Nähe befand sich außer den Häusern von Tripergola noch ein königliches Gebäude der Angioinen, wo Ladislaus und Johanna I. gewohnt hatten[2]). Cola Anello Pacca erzählt in einem nicht gedruckten Manuskript, betitelt »Discorso dei terremoti«, welches sich in der Bibliothek des Club Alpino in Neapel befindet und von Mercalli[3]) eingesehen ist, daß das Jahr 1534 »fu molto notabile per li spessi terremoti che quasi continuamente scossero Napoli«; aber es bleibt unentschieden, ob dieselben zu dem späteren Ausbruch in Beziehung gestanden haben. Pacca fährt weiter fort, daß »dal 1536 fino al 28 Settembre 1538 in Napoli e in Pozzuoli e in quasi tutta la Terra di Lavoro dei quali alcuni d'importanza, altri deboli spesso di giorno e talvolta di notte, e tanto più si approssimava il detto mese, tanto con maggiore empito e più spesso seguivano i terremoti, sicchè al 28 (dem Tage vor dem Ausbruch) che fu dì sabato, tra il dì e la notte successe il terremoto 20 volte, quando più, quando meno violento.« Auch Porzio erwähnt in seiner Beschreibung des Ausbruchs des Monte Nuovo, daß »fuit haec regio biennio fere magnis terremotibus agitata; ut nulla in ea superesset domus integra, nullum aedificium, quod non certa et proxima ruina minaretur«. Das wird von P. da Toledo und delli Falconi bestätigt. Antonino Castaldo erzählt, daß im Sommer 1538 »continui terremoti travagliarono Napoli e Pozzuoli così di giorno come di notte e massime all' entrare dell' autunno; ma come il sole entrò in Libra, i terremoti furono più spessi«[4]). »Am 26. und am 28. September wurde die Erde Tag und Nacht durch Erdbeben bewegt« (Porzio), und dasselbe wiederholt P. da Toledo. Delli Falconi bestätigt, daß »il giorno innanzi tra la notte e il giorno furono sentiti nelli predetti luoghi tra grandi e piccoli più di venti terremoti«.

»A dì 28 di Settembre a ore circa 18« (12,15 p. m.) si seccò il mare di Pozzuoli per spazio di braccia secento« (N.) oder »passi 200 (Porzio e Toledo)«, Fische auf dem Trocknen zurücklassend, welche von den Leuten ergriffen wurden (Toledo). Auch delli Falconi erzählt, daß »secondo hanno riferito uomini di Pozzuoli degni di fede ... innanzi che l'incendio erompesse per spazio più di dieci hore, il mare si ritirò.« In der Tat bemerkt derselbe Schriftsteller am Mittwoch, den 2. Oktober, daß »il mare verso Baia per gran spazio s'era ritirato«.

Dieses Zurückweichen des Meeres, das auch von Porzio und P. da Toledo und von anderen bezeugt wird, möchte ich einer vielleicht nur kurze Zeit bestehenden Erhebung des Bodens zuschreiben, denn wären die Erdbeben die Ursache gewesen, dann wäre die Erscheinung allgemeiner gewesen, und das bald darauf zurückfließende Wasser würde auch das feste Land mit Ungestüm überschwemmt haben. P. da Toledo sagt, daß an demselben Tage »il piano alquanto si sollevò e in lui si fecero molte e molte fissure per alcune delle quali sorgevano acque«, aber nach dal Nero »a dì 29, ad ore 14« (8,15 am) abbassò la terra dua canne e ne uscì uno fiumetto di acqua freddissima e chiara, secondo alcuni ..., secondo altri, tiepida e alquanto sulfurea e perchè li uomini esaminati e che fanno tale attestazione sono tutti degni di fè, credo che tutti dichino il vero, e che prima (od anche contemporaneamente in diversi punti) uscissi in un modo, e poi in uno altro«. Dasselbe Ereignis »più vicino all' incendio un rivo d'acqua dolce a guisa di fiumicello essere sorto«, wird auch von delli Falconi erzählt, dem auch berichtet wurde, daß »in quel

[1]) Ibid. S. 60.

[2]) A. de Iorio, Guida di Pozzuoli e contorni, ed. II. Napoli 1822, S. 94.

[3]) G. Mercalli, I terremoti napoletani del secolo XVI ed un manoscritto inedito di Cola Anello Pacca (Boll. Soc. geol. ital., Vol. X, 1891).

[4]) Antonio Castaldo, Diario delle cose occorse in Napoli al tempo del Vice-Rè Don Pietro da Toledo. Manuskript in der Nationalbibliothek von Neapel in Amenduni a. a. O., S. 9, Anm. 4.

tempo molti pozzi ch'erano prima secchi si viddero riempirsi di molta acqua«. Francesco dal Nero fährt fort, »il medesimo dì a mezzogiorno, cominciò in tal luogo a gonfiare la terra; di maniera che dove era abbassata due canne, ad ore una e mezzo di notte (7,45 p. m.) era alta quanto Monte Ruosi« (wahrscheinlich Monterosi, ein vulkanischer Berg links der alten römischen Straße von Florenz nach Rom, bei Viterbo). Aber wie in allen übrigen Angaben, so übertreibt er sicher auch hier.

Auch nach Porzio war am 29. »magnus terrae tractus inter radices montis quem Barbarum incolae appellant et mare iuxta Avernum sese erigere videbatur, et montis subito nascentis figuram imitari. Eo ipse die hora noctis II, iste terrae cumulus aperto veluti ore magno cum fremito magnos ignes evomuit«. Es ist nun nicht verständlich, wie jemand dal Nero, der sich noch nicht dahinbegeben hatte, um selber den Ausbruch zu sehen, davon erzählen konnte, daß um 1½ oder 2 Uhr nachts, also schon bei vorgeschrittener Dunkelheit und vor dem Ausbruch, sich aus Tripergola ein ziemlich hoher Berg erhoben haben sollte.

Pietro da Toledo, welcher, wie gewöhnlich, den Bericht des Porzio wiederholt, erzählt die Geschichte von der Anschwellung nicht. Delli Falconi und Antonio Russo geben keine Andeutung, die auf die Entstehung eines Berges vor dem Ausbruch schließen ließe. Während dal Nero den Ausbruch auf 1½ Uhr nachts setzt, schreibt delli Falconi »lo XXIX di Settembre nel quale si celebra la festa di San Michel' Angelo e fu la Dominica circa una hora di notte ... secondo m'è stato referito cominciarono a vedersi in quel luogo ch'è tra il sudatorio (heute Bäder des Nero genannt) e tre pergole certe fiamme di foco le quali cominciarono dal detto sudatorio e andavano verso tre pergole, ivi fermatosi ... el fuoco pigliò tanta forza che nella medesima notte eruppe nel medesimo luogo la terra et eruttò tanta copia di cenere et di saxi pumicei mischiati con acqua che coperse tutto quel paese«.

Was sich aber delli Falconi von anderen erzählen ließ und nicht selbst gesehen hat, daß nämlich die Flammen von den Bädern des Nero bis nach Tripergola sich verbreitet hätten, darf man nur mit Vorbehalt aufnehmen.

Auch andere Schriftsteller setzen den Beginn des Ausbruches auf 2 Uhr oder eine halbe Stunde später, d. h. nach unserer Zeitrechnung auf 8 15 nachm. Castaldo erzählt »finalmente la sera precedente alla festa del Santo Michele Arcangiolo, o pur dire meglio di Santo Geronimo (d. h. am 29. September) verso le ore 2 di notte si sentì un valido terremoto al quale seguì un gran tuono come di molte bombarde«. A. Russo erzählt dieselbe Geschichte und setzt gleichfalls das Erdbeben auf den Tag des San Girolamo und erzählt, wie die anderen Schriftsteller, daß »gli abitanti di Pozzuoli, la mattina che fu il lunedì e l'ultimo del mese« (delli Falconi), d. i. am 30. September, als sie das Ereignis sahen, das wegen der Nachtzeit nicht alle vorher gemerkt hätten, sich zur Flucht gewandt hätten, der eine hierhin, der andere dorthin. Zur selben Zeit erzählt Russo »uscì una bocca di fuoco vicino al detto hospedale nominato a Fumosa da dentro mare e venne detta bocca di fuoco così aperta ad accostarsi al castello ed hospedale di Tripergola« unter dem Monte Nuovo (also hatte sich damals, abgesehen von einigen Unebenheiten des Bodens, noch kein neuer Berg gebildet) »e tutto lo conquassò, ruinò e poi lo empì di cenere e di pietre«[1]) Nach Pietro da Toledo »la terra mostrò una horrendissima bocca per la quale vomitò fumo e fuoco e pietre, e loto cinerolento, facendo un romore a guisa d'un grandissimo tuono«, wozu Miccio hinzufügt »fu udito fino a Napoli«. P. da Toledo fährt fort: »il fumo era e nero e biancho a guisa di bianchissima bambace« und erhob sich sehr hoch, so daß er den Himmel zu berühren schien. Die bimssteinartigen Steine, welche in die Luft geschleudert

[1]) Sarnelli S. 59.

waren, hatten eine Größe, die »avanzava di gran lunga quella d'un bue«. »Queste s'innalzavano in aria quanto un tratto di balestra e poi talor nel margine talor dentro essa boccha ricadevano« und wurden nach delli Falconi herausgeschleudert mit »tanto strepito e romore quanto infinito numero di grosse artigliarie non farebbero«.

Francesco dal Nero, der sich damals in Pozzuoli aufhielt, ging bald nach dem Beginn des Ausbruchs dorthin, um ihn zu beobachten und verglich ihn mit einem ungeheuren Platzen von Raketen von Castello Sant' Angelo in Rom; er schreibt, daß die großen Steine nach seiner Ansicht $1\frac{1}{2}$ Miglien in die Luft geschleudert seien, d. h. etwas mehr als 2 km. Der Westwind hätte sie meist nach O hin geschleudert.

»Il medesimo foco nel medesimo tempo buttava certa altra terra più leggera e sassi minori, più alto assai, e cadevano più lontano, ed erano molli e lotosi ... la cenere cadde molle con poco di acquetta sendo il ciel sereno« (N.). Der Ausbruch »era accompagnata non con poco puzzo di fetido zolfo« (T.) und »la notte si sono veduti molti fuochi a modo di travi e di colonne uscire dal medesimo incendio, ed alcuni a modo di lampi e di folgori« (delli Falconi), wie es bei jedem Ausbruch der Fall ist. P. da Toledo fügt noch hinzu »Or questo vomito durò due notti e due giorni«, also vom Abend des Sonntags, den 29. September bis zum Ende des 1. Oktober; dasselbe wiederholt auch delli Falconi. Pietro fährt fort »talor rinforzava più e talor meno, onde, allor che più s'avvalorava, infin a Napoli (mindestens 10 km entfernt), s'udia un strepito, un rimbombo e un rumore a guisa d'una grande artellaria«.

Die Erzählungen des delli Falconi über den Ausbruch stimmen im ganzen mit denjenigen von P. da Toledo überein. Delli Falconi erzählt ebenfalls, daß »dopo inalzate le pietre con cenere e nubi di fumo densissimo ... si vedeno cascare ... e poco a poco rischiararsi il condensato fumo e piovere cenere con acqua e pietre. Indi poco a poco col medesimo strepito ad uscire il fumo ritornava pur pietre e cenere gittando e così alternatamente facendo perseverava«. Diese Erzählungen beweisen, daß der Ausbruch in demselben Rhythmus wie beim Stromboli vor sich ging infolge einer wechselnden Spannung von Dämpfen in unbedeutender Tiefe. Dal Nero schreibt, daß der Ausbruch »intorno miglia settanta« (das ist sicherlich sehr übertrieben) »ha coperto la terra e li arbori di cenere. Alla mia masseria« (die wahrscheinlich am Hügel des Posillipo lag) »non ho foglia non vi sia alta una corda di trottola«. Nach P. da Toledo bedeckte die Asche nicht allein Neapel und Pozzuoli, sondern reichte auch bis nach Calabrien. Miccio schenkt dieser Behauptung nicht völlig Glauben, denn in seiner Erzählung nach P. da Toledo's Angaben erwähnt er davon nichts, aber dal Nero sagt, daß die Asche bis nach dem 75 km entfernten Eboli gelangt sei, und pelli Falconi läßt sie noch etwas weiter gelangen, nämlich bis nach Vallo di Diano, und Doglioni, ein neuerer Schriftsteller, bis nach San Severino, wohl San Severino in den Marken. Nach Costo »la cenere coprì la città di Napoli dove sopra i tetti e su i battuti delle case vedevasi poco meno di due palmi alta e continuando il nevicare della cenere lasciò come in proverbio a' Napoletani, l'anno che piovve la cenere«. Sechs Miglien von Pozzuoli brach nach dal Nero, P. da Toledo und Porzio die Asche die Zweige der Bäume ab und erschlug Vögel, Hasen und andere kleine Tiere.

Delli Falconi erzählt, daß man sah »innumerabili arbori svelti dalle radici prostrati in terra coperti di cenere in fino alla grotta di Lucullo«, d. i. bis Miseno, wo delli Falconi mit einer Barke angelangt war, also etwas mehr als 4 km vom Krater entfernt; aber wahrscheinlich ist auch diese schon sehr reduzierte Entfernung doch noch eine Übertreibung. Nach dem Aufhören des Ausbruchs schreibt Nero »Dalla parte di Pozzolo ha fatto una montagna alta poco meno di Monte Morello« (dies ist ein Berg bei Florenz, der in Wirklichkeit aber bedeutend höher ist, nämlich 934 m). Ein großer Teil des Averner Sees

war mit Asche bedeckt »Averni magna pars operta cinere« (P.). »Avernus ad dimidium angustatus est« (Sanfelice p. 51). Ferner wurde der ganze Kanal bedeckt »che introduceva le acque del mare nel lago d'Averno, traversando il Lucrino«, wie der Kanonikus de Iorio (a. a. O. S. 91) bestätigt, der verschiedene Karten aus der Zeit des Ausbruchs gesehen haben muß, sowohl im Archiv der Zecca in Neapel, wie in demjenigen der Kathedrale von Pozzuoli. »Il mare vicino fu coperto e nascosto dalle scorie leggerissime, pomicee, che vi paria terra arata, che li è sopra una scorza di petrolina che quà chiamano rappilo (gemeint ist lapillo), alta uno mezzo palmo, che sta a galla« (N.). Delli Falconi, der am 1. Oktober d. h. an demselben Tage, wie Pietro da Toledo aufgebrochen war, hatte bemerkt, daß das Meer gegen Bajä hin »di cenere e di ruine, di pietre pomici rotte e buttate dall' incendio di modo verso il lido ricoperto fosse, che tutto secco parea«. Dal Nero fügt hinzu, daß die gefallenen Schlacken »dalla parte del mare empiè un semicirculo di mare ad uso di balestra che la corda fosse miglio uno e mezza« (ungefähr 2250 m) »e la freccia dua terzi di miglio« (ungefähr 700 m). Wenn man aber die wirklichen Entfernungen, die heute noch wesentlich dieselben wie damals sind, mit diesen Angaben vergleicht, so muß man die letzteren etwas übertrieben finden. »Il terzo giorno« (Mittwoch, den 2. Okt.) »il vomito s'arrestò, onde il monte apparve discoverto« (T.). P. da Toledo begab sich dorthin von Neapel, um die Gemüter zu beruhigen, und stieg »con una buona brigata in fin a la altezza del detto monte, vide nelle radici di quello, ove era la bocca, una concavità rotonda di larghezza d'un quarto di miglio« (ungefähr 400 m) »nel mezzo di cui si vedevano bollire le ricadute pietre a guisa che bollire suole una gran caldaia d'acqua posta sovra l'accese fiamme« (so daß also noch Explosionen im Krater konstatiert werden konnten). Delli Falconi, welcher sich gleichfalls am 2. Oktober dahin begab, bemerkte noch an den Ufern des Meeres nach Bajä zu »dui fonti novamente discoperti, uno innanzi la casa che fu della Regina« (wahrscheinlich unter dem südlichsten Teil des Monte Nuovo) »d'acqua calda e salsa, un altro per quella spiaggia più verso l'incendio, per spazio di ducento cinquanta passi in circa d'acqua dolce e fresca«. Diese Beobachtung würde die Erzählungen auch anderer Autoren bestätigen über die Quellen, die sich unmittelbar vor dem Ausbruch zeigten.

Dal Nero sagt, daß nach dem ersten Ausbruch der Nacht »non è seguito cosa mirabile a gran pezzo come quella«. Delli Falconi erzählt, daß »al quarto giorno, che fu il giovedì (3. Oktober) verso le 22 ore un tanto incendio apparve«, daß er »venendo da Ischia e ritrovandosi al golfo di Pozzuolo poco distante da Miseno vide elevarsi in brevissimo intervallo di tempo infiniti globi di monti di fumo col maggior strepito che mai si sentisse talmente ch' el fumo moltiplicando sovra il mare venne vicino alla nostra barca« (also in südlicher Richtung), »ch' era distante più di quattro miglia dal luogo dove nascea. E le montagne di cenere, pietre e fumo pareva che fossero per coprire tutto quel mare e la terra. Dopo, mancando l'impeto cadevano pietre grossissime ed altre picciole e cenere più e meno secondo la forza dell' impeto del foco e delle esalationi ... Il venerdì e il sabbato (am 5. u. 6. Tag, 4. u. 5. Oktober) non si vide buttare se non poco fumo talmente che molti assicurati andaro a vedere sovra il luogo ... La Domenica seguente che fu li sei di ottobre erano andate molte persone a vedere, ed essendo ascese parte infino al mezzo, e parte più del monte, verso le 22 ore si levò un si spaventoso e subito incendio e fumo si grande che molte di quelle persone si sono affocate, e molte non si trovano ne morte ne vive e m'è stato detto che tra quelle che si sono ritrovate morte e quelle che non si ritrovano sono al numero più di ventiquattro ... Col medesimo incendio della domenica fu una pioggia pure di acqua cinerulenta per Napoli e si vedeva estendersi in fino alla montagna di Somma«. Dieselben Dinge berichtet Pietro da Toledo, nur etwas kürzer gefaßt. Der

Vulkan fuhr fort Rauch auszustoßen wenigstens bis zum 22. Januar 1539, »anzi molte volt la notte tra il fumo si vede il fuoco« (T), und zeigte so die Fortdauer der Lava im Krater an. »Finalmente in molti luoghi del monte incomincia a nascere il zolfo« (T), verursacht durch die Fumarolen, die letzten Äußerungen der vulkanischen Tätigkeit. Es erfolgte aber weiter kein Ausbruch.

Mit Beginn der Ausbrüche hatten die Erdbeben aufgehört (N.). Der Vesuv indessen zeigte keine Spuren von Tätigkeit. Nach Porzio zeigte sich außer in dem Krater noch eine Dampfexhalation nach der Meeresküste zu, gegen den Averner See hin. »Spiramenta duo nunc supersunt, alterum iuxta litus, quod procurrit ad Avernum; alterum in ipso montis medio«, also im Krater. Eine, wenn auch unvollkommene, Zeichnung zeigt uns den Berg im Jahre 1652[1]). Noch im Jahre 1770 bemerkte Hamilton im Grunde des Kraters, an der südwestlichen Seite, »une vapeur chaude et humide, précisement semblable a celle de l'eau bouillante et avec aussi peu d'hodeur«[2]), das letzte Überbleibsel des Ausbruchs und der früher vorhandenen warmen Quellen. Noch im Beginn des 19. Jahrhunderts bemerkte Scacchi im SW des Berges in der Mitte des Abhangs, an einer Stelle, die Trave di fuoco heißt, reichliche Exhalationen von Dampf[3]), die Hyalit absetzten. Augenblicklich finden sich auf dem Grunde des Kraters und an denjenigen Stellen, die Scacchi erwähnt, keinerlei Spuren weder von Wasser noch von Dampf noch von ähnlichen Dingen. Breislak be-

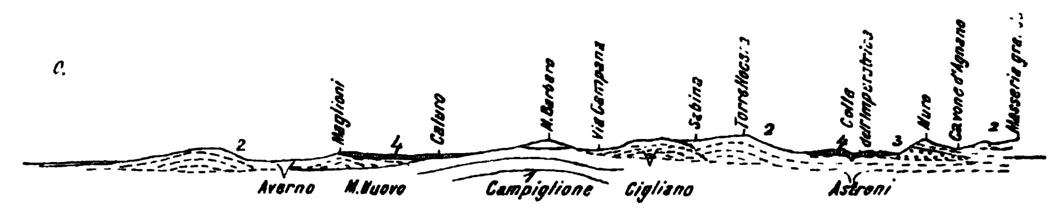


Fig. 2. Von Averno bis Astroni. 1:100000.
1. Gelber Tuff; 2. grauer Tuff; 3. holokristallinischer Trachyt; 4. Schlacken.

obachtete, daß die Temperatur in 2 m Tiefe des Kraters sehr hoch sei; er, Hamilton und Spallanzani beobachteten, daß der Sand auch an der Küste des Meeres in 2 m Tiefe sehr heiß sei, und das ist auch jetzt noch der Fall, so daß man neuerdings die begonnene Abteufung eines Brunnens sehr bald aufgeben mußte.

Nach den Karten des Geographischen Instituts hat der Berg eine beinahe vollkommen kreisförmige Gestalt mit einem Durchmesser von 800 m in ostwestlicher und von 1 km in nordsüdlicher Richtung; er hat seine größte Höhe über dem Meere (140 m) an der Ostseite, weil der Westwind die Massen nach jener Seite hinwarf. Er erhebt sich 120 m über der aus Tuff bestehenden Ebene, welche etwas vom Meere entfernt ist. Der Rand des Kraters ist ziemlich gleichförmig und einige Meter niedriger als der höchste Punkt. Der von Hamilton abgebildete Krater[4]) ist entsprechend dem Schlunde, der sich in der Ebene hatte bilden müssen, ein wenig exzentrisch, ein wenig nach Westen gerückt, im übrigen aber kreisrund mit einem Durchmesser von 400 m, das ist halb so groß wie der Durchmesser des Berges.

Im nördlichen Teile, etwa 25 m unterhalb des Gipfels, ist eine Art kleiner Terrasse vorhanden, die von den Ausbrüchen herrührt, vergleichbar der deutlicheren Terrasse, die man heutzutage im Krater von Vulcano beobachtet. Die Neigung der Wände beträgt ein

---

[1]) F. Villamena, Ager puteolanus, S. 15.
[2]) Hamilton, L. c. Pl. XXVII, n. 2, S. 77 note a.
[3]) Scacchi, Memorie geologiche sulla Campania (Rend. Acc. sc. fis. e nat., Vol. VIII, Napoli 1849, S. 242).
[4]) A. a. O. Pl. XXVII.

wenig mehr als 20 Proz.; der Boden, der, wäre er undurchlässig, von einem See erfüllt sein würde, ist ziemlich eben, bebaut, ziemlich groß, und man sucht ihn durch Aufschüttung allmählich zu vergrößern. Deshalb geben die älteren Messungen wahrscheinlich eine zu geringe Tiefe an. Die Angabe des Militärgeographischen Instituts, nach welcher der Boden des Kraters 7 m unter dem Meeresspiegel läge, ist nicht exakt. Im übrigen weichen die Angaben der Autoren (Pini, Hoffmann, Abich[1]), Rozet, Schmidt) über die Tiefe des Kraters etwas voneinander ab. Schmidt im Jahre 1855, sowie O. Marinelli[2]) im Jahre 1904 maßen beide 13 m über dem Meeresspiegel.

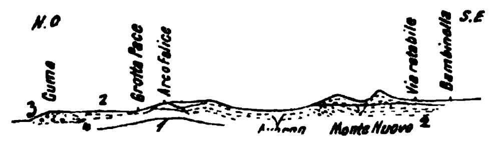


Fig. 3. Von Cumä bis Monte Nuovo. 1:100000.
1. Gelber Tuff; 2. grauer Tuff; 3. holokristallinischer Trachyt; 4. Schlacken.

Hamilton (a. a. O., S. 69), dann De Luc[3]), v. Buch[4]), Dufrenoy, Lyell, Scrope[5]) und die nachfolgenden Autoren haben erkannt, daß der Berg und das ganze Innere des Kraters aus Tuff gebildet ist, der identisch ist mit dem grauen Tuff der Phlegräischen Felder, und der innen nur dünn mit einem Mantel von Schlacken des Ausbruchs vom 6. Oktober bekleidet ist oder mit solchen, die aus dem Tuff ausgewaschen worden sind. Der Tuff im Innern des Kraters ist, soweit es sich um die ausgeworfene Materie handelt, durch Sonderung beim Niederfallen in ziemlich deutlichen Bänken abgelagert, die aber immer eng begrenzt, von unregelmäßiger Mächtigkeit, sprunghaft und unregelmäßig miteinander verbunden und dabei bisweilen eben und horizontal, oft etwas gekrümmt sind. Feinere Stoffe jedoch, die an den äußeren Seiten und weiter vom Kegel entfernt vorkommen, sind regelmäßiger geschichtet; aber der bei weitem größere Teil besteht aus gröberen, unregelmäßiger angeordneten Massen.

Mit den feinsten, weißlichen, aschfarbenen und grauen Staubteilen finden sich auch Bimssteine von derselben Farbe und jeder Größe bis zu 1 cbm und etwas mehr. Diejenigen von der Größe einer Nuß oder etwas kleinere, welche durch den Staub verbunden und gleichsam zementiert sind, bilden eine Art pisolithischen Tuffes, wie der ähnliche ältere gelbe Tuff, den wir nachher besprechen werden.

Außer Bimsstein finden sich nur selten andere Steine eingeschlossen. Wenig häufig sind die gleichalterigen Schlacken, die denjenigen gleichen, welche den Berg bedecken, aber eine helle Farbe und ein Volumen von ungefähr 1—4 cbm besitzen. Es gibt auch Stücke eines bald hellen, bald sehr dunklen dichten Trachytes, der gleichalterig und identisch ist mit dem der erwähnten Auswürflinge; ab und zu finden sich auch Stücke von Obsidian, die vielleicht aus der Zeit vor dem Ausbruch herrühren, auch Stückchen von gelbem Tuff, welchen Roth[6]) wahrscheinlich als gelblichen Sandstein bezeichnet hat, und auch noch einige Fragmente von Ziegelsteinen. Ich fand sie auf der östlichen Seite sowohl weiter unten als weiter nach oben. Auch römische Scherben wurden dort gefunden, und Roth bezeichnet ebenfalls graue kompakte Kalksteine sicher als Reste der alten und modernen Gebäude von Tripergola. Bei der Exkursion der italienischen Gelehrten im Jahre 1845 wurden im Innern des Kraters im Tuff marine Konchylien gefunden, Nassa mutabilis L., Turritella sp., Cardium edule L., Pecten opercularis Lck.[7]). Lyell erzählt, daß er im Innern des Kraters im Jahre 1857 Cardium und Cerithium gefunden habe, und ich selbst habe mitten im Tuff kleine

---

[1]) H. Abich, Über die Natur und den Zusammenhang der vulkanischen Bildungen. Berlin 1841, S. 40.
[2]) O. Marinelli, Una singolare questione altimetrica relativa ai campi flegrei. (In Alto, maggio 1904.)
[3]) G. A. De Luc, Journal de Physique, Frimaire, an VIII, S. 431.
[4]) L. v. Buch, Geognostische Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien. Berlin 1809, II, S. 211.
[5]) S. Poulett Scrope, Volcanoes. London 1862, S. 325.
[6]) J. Roth, Der Vesuv und die Umgebung von Neapel. Berlin 1857, S. 511.
[7]) Atti della settima adunanza degli scienziati italiani. Napoli 1846, parte II, S. 1120.

flache Kiesel marinen Ursprungs gefunden, welche sicher auf dem ebenen Strande gelegen hatten, auf dem der Ausbruch stattfand. Dieser Ausbruch trug also, wie auch aus den Beschreibungen hervorgeht, explosiven Charakter, und mit den Schlacken und Bimssteinen wurden größtenteils Massen herausgeschleudert, die schon vorher im Erdboden vorhanden waren und fast ganz und gar den Tuff zusammensetzen.

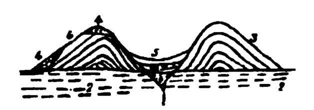


Fig. 4. Schematisches Profil durch durch den Monte Nuovo.

1. Negativer Krater und Ausröhre; 2. Unterlagernde horizontale Tuffe; 3. grauer Tuff (Produkt der Explosion); 4. Schlacken; 5. alluviale Wiederausfüllung des Kraters.

Rings herum im Krater fallen die Tuffbänke gegen das Innere unter einem Winkel von 35° ein, weil die Stoffe, aus denen sie bestehen, zum Teil ins Innere des Kraters gefallen, sich dem Abhang anschmiegend, aufgehäuft hatten (vgl. Fig. 3 S. 13). Diese Tatsache, daß nämlich die Eruptivmassen sowohl gegen die Innen- wie die Außenseite des Kraters geneigt sind, gleichsam eine ringförmige Antiklinale bildend, kehrt, wie Lyell[1]) und andere Geologen bemerken, bei den meisten Kratern wieder. Am Gipfel und an den Rändern des Kraters auf der West- und Südseite und rund herum auf der Peripherie des Kegels, aber nicht an den inneren Wänden, ist der Tuff mit einem Schlackenmantel bedeckt, welcher die letzte Periode des Ausbruchs darstellt. Diese sind in Bruchstücken von jeder Größe vorhanden, die zuweilen ziemlich groß, selten von der Form einer Bombe, unregelmäßig angehäuft, häufig von der Form eines Kuchens und etwas zusammengebacken und in zum Teil ebenen, zum Teil etwas gewellten kleinen Bänken vorkommen. Die Schlacken sind meist schwarz, aschgrauschwärzlich oder aschgrau bis hell, bisweilen rot gefärbt und sehr leicht, zuweilen kompakt, zuweilen geradezu bimssteinartig und stark aufgebläht; sehr selten kommen weißliche Bimssteine vor. Man sieht sehr gut, daß die ganze Masse halbflüssig in Gestalt von Bomben und Auswürflingen, wie es die Berichterstatter erzählen, herausgekommen ist. Vermengt damit sind dunkelgraue und grüngraue Fragmente, die von vielen unregelmäßigen mehr oder weniger parallelen, obsidianartigen Lagen, mit deutlicher fluidaler Struktur durchsetzt sind. Selten sind Stücke von echtem Obsidian.

Auf der Nordwestseite des Kegels ist die Bedeckung durch Schlacken nur sehr oberflächlich und beschränkt, auf der anderen Seite ist sie ausgedehnter und mächtiger. Weder nach dem Averner See zu, noch nach der Villa Zainy, noch endlich in dem Bezirk Teano an der Nordseite finden sich Spuren von Schlacken auf dem Tuff in größerer Entfernung als 750 m vom Mittelpunkt des Kraters. Die Bimssteine und die leichteren Massen, welche weiter verbreitet wurden, müssen auf dem Averner oder dem Lucriner See oder auf dem Meere geschwommen haben; zum Teil wurden sie später an die Küste geworfen, oder sie sanken auf den Boden des Meeres.

Auf der Ostseite bedecken längs der Straße von Pozzuoli nach Cumä und dem See von Licola Schlacken 20 cm bis 1 m hoch die horizontalen Lagen des Tuffes. Nach der Villa Zainy zu erstrecken sich kleinere und mehr vereinzelte Fragmente einige Dekameter weiter als anderswo, sie könnten dorthin wohl durch den Wind gelangt sein, der von W blies, und es könnte wohl der Libeccio oder der Südwestwind gewesen sein, woran Francesco dal Nero erinnert. Da nun aber in Ansehung der Neigung des Kraters der Auswurf jener Fragmente nicht vor sich gehen konnte unter einem geringeren Winkel als 20° gegen den Horizont, so folgt daraus, daß sie mindestens 300 m hoch und 600 m weit aus dem Krater herausgeschleudert wurden. Nach W kreuzt die Straße vom Meere zum Averner See in einem Einschnitt die letzten Ausläufer des Tuffhügels,

Fig. 5. Östlich von Monte Nuovo, gegenüber d. Villa Zainy, westlich von der Fahrstraße.

1. Grauer Tuff; 2. Schlacken.

[1]) C. Lyell, Principles of Geology, ed. XI, Vol. I. London 1892, S. 616f. und Fig. 71.

welcher schon vorher existierte und die Grundlage des Monte Nuovo bildete. An einigen Punkten kreuzt man eine selbst 10 m mächtige Anhäufung von groben hellen Bimssteinen, die mit Bimssteinsand vermischt und unregelmäßig verteilt sind; sie rühren von dem Ausbruch her und mögen, wie de Iorio erzählt, mit dazu beigetragen haben, den Lucriner See und den Kanal zwischen diesem See und dem Averner See zu versanden, indem sie Mergel mit rezenten marinen Mollusken und oberflächliche Ablagerungen mit neuem Schutt bedeckten.

Der Tuffhügel, genannt la Montagnella, im Südwesten des Monte Nuovo, teilweise mit Schlacken bedeckt, welche der Kurve seiner Abhänge folgen, ist wahrscheinlich der Hügel del Pericolo, welcher sich nach delli Falconi teilweise unterhalb des M. Nuovo befand. An der Südseite des Kraters bilden die Schlacken von oben nach unten einen Kranz, der oben etwa 15 m mächtig ist und keine Beimischung von Tuff enthält. Längs des Meeres, aber nur zwischen der Bambinella und der Mündung des Averner Sees, und auf der Montagnella bilden sie eine Schicht von mindestens 50 bis 80 cm, und nur an angegrabenen Stellen erscheint der darunter liegende Tuff. Nur in einem Strich in der Mitte ist die Anhäufung ansehnlicher, sie wurde von Lyell und Scacchi im Oktober 1857[1]) in Augenschein genommen. Scacchi[2]) und darauf Roth[3]) haben als bloße Hypothese die Möglichkeit zugegeben, daß es sich um einen Lavastrom handeln könnte, und diese Angabe wurde in einzelne Karten aufgenommen; aber die Sache verhält sich sicherlich anders, und schon v. Buch, Pentland, Pasini[4]), später Sainte-Claire Deville[5]) hatten das Gegenteil konstatiert. Überdies spricht keiner von den alten Schriftstellern von Laven, welche ihren Lauf nach außen genommen hätten und auch noch lange Zeit später hätten beobachtet werden können.

Aus den angeführten Berichten und den Untersuchungen an Ort und Stelle geht also hervor, daß dort, wo jetzt der Monte Nuovo ist, warme Quellen waren. Nach einer Folge von lokalen Erdbeben ging das Meer zeitweise auf eine kurze Strecke vom Ufer zurück, der Boden senkte sich und barst auf, unter Hervorströmen von Wasser, dann blähte er sich etwas. Die dadurch entstandenen Risse verursachten, indem sie den Einbruch großer Wassermassen in das Innere des Erdbodens erleichterten, in Berührung mit Stellen von sehr hoher Temperatur eine plötzliche Umwandlung des Wassers in Dampf, wodurch eine Explosion entstand, so daß mit ungeheurem Geräusch inmitten von Blitzen eine hohe Säule von Rauch, Feuer, Bimsstein, Staub und Wasserdampf mit sauren Emanationen hervorbrach. Der Schlund entstand zuerst da, wo heiße Quellen und Fumarolen vorhanden waren, später dehnte er sich gegen das Kastell von Tripergola aus, und aus ihm drangen Stoffe in solcher Menge hervor, daß sie das benachbarte Meer bedeckten, und daß auf dem festen Land in 24 Stunden der Monte Nuovo entstand, der ohne viele Übertreibung sich in einer Nacht bildete. In Wirklichkeit dauerte der Ausbruch freilich acht Tage, vom 29. September bis zum 6. Oktober mit zwei Intervallen am 1. und 2., sowie am 4. und 5. Oktober, aber die heftigste Periode, während welcher der Berg sich bildete, dauerte vom Abend des 29. bis zum Abend des 30. September. Die lavaartigen Massen verharrten noch zwei bis drei Monate im Innern des Kraters, so daß der Widerschein der Glut sich in dem aufsteigenden Rauch zeigte. Der Ausbruch, der anfangs nur explosiver Natur war, lieferte schließlich lediglich Schlacken und würde, wie Johnston-Lavis sagt, wenn er fortgedauert hätte, wahre Lavaströme entsendet

[1]) Lyell, a. a. O. S. 616.
[2]) A. a. O. S. 241.
[3]) A. a. O. S. 510.
[4]) Atti settima adunanza degli scienziati. Napoli 1846, p. 1121.
[5]) C. Sainte-Claire Deville, Dixieme et dernière lettre à M. Elie de Beaumont sur les phénomènes éruptifs de l'Italie méridionale. (C. R. Acad. des sciences. T. 43. 20. Octobre 1856.)

haben. Vielleicht floß die Lava nicht heraus, weil sie weder sehr hohe Temperatur besaß, noch unter einem hinlänglich hohen Drucke stand, wohl aber war die Spannung der Dämpfe und Gase hinreichend genug, die Massen mehr schlackenartig und halbflüssig in Form von Bomben, sozusagen als Spritzer und Klunker hinaus zu schleudern. Die so häufig bimssteinartige und glasige Struktur muß vielleicht gerade auf die Menge Wasser zurückgeführt werden, die sich bei der Berührung mit Lava unter schneller Entziehung von Wärme und glasartiger Erstarrung jener sofort in Dampf verwandelte. Hamilton nimmt an, daß der Ausbruch aus beträchtlicher Tiefe gekommen sei, weil die Erdbeben, welche ihm vorangingen, sich bis auf eine große Entfernung bemerklich machten. Übrigens hatten Erdbeben und Ausbruch gleiche Ursachen, weil beim Beginn des Ausbruchs die Erdbeben aufhörten. Aber die sehr hohe Temperatur und die Menge von Säuren und Gasen, die sich in geringer Tiefe im Boden der ganzen Gegend der Phlegräischen Felder finden, erklären die Schnelligkeit, mit welcher beim ersten Erscheinen der Risse und beim Zusammentreffen der reichlichen Wassermassen und der Lava der Ausbruch erfolgte, und könnten wohl ein Anzeichen dafür sein, daß die lavaartigen Massen aus keiner beträchtlichen Tiefe kamen.

Der Ausbruch des Monte Nuovo zeigt uns also zwei Typen miteinander vereinigt, welche man sonst getrennt bemerkt, nämlich einen Explosionsausbruch, der unter den neueren Ausbrüchen in Italien einzig dasteht, und einen Ausbruch von Schlacken. L. v. Buch, der Vorkämpfer der Hypothesen, daß die Vulkanberge ursprünglich entstanden seien durch Aufblähen und Erhebung von Schichten der Erde, glaubt, daß so auch der Monte Nuovo und die übrigen Krater der Phlegräischen Felder entstanden seien, die er nicht für echte Vulkane hält, indem er seine Hypothese mit der Annahme verbindet, daß der Tuff des Monte Nuovo, der weder von Schlacken noch von Bimssteinen gebildet werde, von einer kuppelförmigen Lavamasse erhoben worden sei, die unter der Erde verborgen blieb, ohne sich aber die Mühe zu geben, zu erklären, wie eine solche Erhebung dem Tuff die Form eines Kraters geben konnte[1]). Seine Meinung wurde geteilt von Collegno, Pareto, Pasini, Pentland gelegentlich einer Besteigung des Monte Nuovo während des VII. Kongresses der italienischen Gelehrten am 23. September 1845[2]).

L. v. Buch und die Anhänger der Theorie der Hebungskrater stützen sich auch auf die Angaben einiger Geschichtschreiber, daß der Boden, welcher Risse bekommen hatte, vor dem Ausbruch sich etwas aufgebläht habe. Betrachten wir aber die bisher bekannten Aufzeichnungen über den Ausbruch näher, so sehen wir, daß die Berichterstatter bezeugen, daß der Berg durch Anhäufung von Massen gebildet wurde, welche aus dem Schlunde ausgeworfen wurden. Scacchi[3]) und Dufrenoy[4]) bemerkten, daß die Grotte der Sibylle am Averner See an der Westseite des Berges und die Säulen des sogenannten Tempel des Apollo an der Nordseite und der Nymphen am Meeresufer an der Südseite aus ihrer Lage in der Tat nicht verschoben waren, erstere aus ihrer horizontalen, letztere aus ihrer vertikalen Lage. Man könnte noch hinzufügen, daß auch die Schichten der Ebene, die östlich zu sehen sind, die horizontale Lage bewahrt haben, und daß, da der Boden des Kraters, wenigstens anfangs, wenig höher als die Ebene war, man eine bedeutend kompliziertere und unregelmäßigere Erhebung der Tuffschichten annehmen müßte, aus welchen die Ebene bestand und noch besteht, als eine Erhebung zur einfachen Kuppel.

[1]) L. v. Buch, Physikalische Beschreibung der Kanarischen Inseln. Berlin 1825, S. 338—47.
[2]) Atti sett. adunanza d. scienziati, Napoli, S. 1119, 1170.
[3]) Atti sett. adunanza d. scienziati l. c.
[4]) Dufrenoy, Mém. pour servir, l. c. S. 277.

Was die Annahme von Scrope und Anderen anlangt, welche glauben, daß der ganze Strand von Pozzuoli sich ohne weiteres infolge des Ausbruchs erhoben hätte und später in derselben Höhe geblieben sei, so wird sie nicht durch das Zeugnis der Zeitgenossen bestätigt. Diese sprechen von einem zeitweisen Zurückgehen und einer Wiederkehr des Meeres längs eines ziemlich kleinen Teiles der Küste, die durch den Ausbruch hervorgerufen war, derart, daß wenn eine Erhebung vor sich ging, die durch diese Wiederkehr bedeckt wurde, sie doch beschränkt blieb auf einen kleinen Landstrich dicht am Monte Nuovo.

Petrographisch ist die ausgeworfene Masse ein sodalithischer Trachyt mit einem spezifischen Gewicht von 2,58832 (Abich). Die Analysen von Abich[1]), der das Gestein für Phonolith hielt (neuberechnet von Roth[2]), von Rammelsberg[3]) und von Washington[4])) von einer dichten Schlacke aus einer Grube auf der Meeresseite finden sich in der Tabelle S. 162 dieses Heftes. Im Gestein kann man mit bloßem Auge sparsam zerstreut kleine weißliche Kristalle von Sanidin sehen, besonders in dem kompakteren Teile, ebenso auch einige Kristalle von Pyroxen. Roth[5]) studierte mikroskopisch dieselben Stücke, die Humboldt im Krater gesammelt und Hoffmann[6]), fußend auf Rose[7]), als Leucit enthaltend beschrieben hatte. Dell' Erba hat später hierüber noch genauere Studien gemacht[8]). Das Gestein variiert etwas, je nachdem die Kristallisation vorgeschritten ist, die übrigens immer mikrolithisch ist, und je nach der Farbe; es ist heller in den weniger, dunkler in den mehr glasigen Stücken.

In der mehr oder weniger glasigen Grundmasse überwiegen die Feldspatnadeln, die häufig isoliert, geradlinig, manchmal gekrümmt oder zu Bündeln mit kleineren Kristallen angeordnet sind, welche sich nach einer, seltener nach beiden Richtungen hin spreizen; im letzteren Falle nehmen sie eine Form an, welche Washington Keraunoide genannt hat.

Oft liegen diese Kriställchen parallel mit fluidaler Struktur, und wenn der Schliff rechtwinklig zur Richtung der Fluidalität steht, so erscheinen die Nadeln verstreut mit völliger Unregelmäßigkeit wie feiner Staub. Zuweilen bilden sie, indem sie von einem Mittelpunkt ausstrahlen, wahre Sphärokristalle oder Belonosphärite nach der Benennung von Vogelsang, oder Feldspatsphärulite nach Michel-Lévy, die von einer glasigen Masse durchbrochen sind und, wie Roth bemerkt, früher für Leucit gehalten wurden.

Diese Feldspate sind meistens Sanidin, aber es gibt auch nach den Beobachtungen von dell' Erba Anorthit, bestimmbar durch den großen Auslöschungswinkel. In den hellgrauen Varietäten kommen in der Masse, welche aus einem Aggregat von Feldspat-Mikrolithen mit reichlich Sanidin und sehr seltenem Anorthit besteht, zahlreiche einfache Mikrolithe vor, welche viel kleiner sind als jene von Feldspat, von Pyroxen von hellgrüner Farbe, durchsichtig, die man daher nach Dell' Erba zur Varietät Malacolit zählen kann; zuweilen sind sie auch von erbsengrüner Farbe, und diese bezeichnet Washington als Ägirinaugite (a. a. O. S. 286). Einige sehr seltene Mikrolithen, die bis 20 mal größer sind, erreichen eine Länge von ca 0,13 mm. Magnetit in Form von Würfeln oder Oktaedern,

---

1) Abich, Vulkanische Erscheinungen. 1841, S. 39.
2) Roth, Gesteinsanalysen 1861, S. 18, Nr. 10.
3) Rammelsberg, Mitteilungen 1860.
4) H. J. Washington, Some analyses of italian volcanic rocks. (American Journ. of science, Vol. VIII, October 1899, S. 286.)
5) Roth, Studien am Monte Somna. (Abh. d. k. Akad. d. Wiss. zu Berlin 1877, S. 4.)
6) Hoffmann, Reisebericht. (Archiv für Mineralogie 1839, Bd. XIII, S. 219.)
7) Rose in Hoffmann, a. a. O. S. 194.
8) Dell' Erba, La Sanidinite sodalito-anortitica di Monte Nuovo. Napoli, Tipogr. della Univ., 1893.

etwas größer als die Mikrolithen von Pyroxen, kommt selten vor. Auch kleine Fleckchen von Limonit, durch die Umwandung der Eisenoxyde entstanden, kommen vor. Dell' Erba bemerkt auch in solchen Stücken einen rötlichen Staub, den man dem Hämatit zuschreiben könnte; in den helleren Stücken kommt er nicht vor. Unter den Einsprenglingen von größeren Dimensionen beobachtete Dell' Erba einige Kristalle von Pyroxen und einen einzigen Kristall von Olivin. In den graubraunen Varietäten, die durch Opacit stark gefärbt sind, welcher nach dem genannten Autor mit Hämatit identisch ist, sind Magnetit und Pyroxen selten, häufig dagegen Anorthit auch in größeren Mikrolithen. In anderen braunschwarzen Varietäten mit noch reichlicherem Opacit, fehlen Pyroxen und Olivin, dagegen treten häufig Anorthite und noch häufiger in Einsprenglingen als in Mikrolithen auf. Ich habe übrigens Feldspatkristalle als größere Einsprenglinge gesehen, die durch die Bewegung des noch nicht zur Ruhe gekommenen Magmas zerbrochen und auseinander geschoben waren. Sodalith, welchen Freda[1]) zum erstenmal in weißen Kristallen bemerkt hat, ist in oft sechsseitigen Schnitten stets vorhanden. In vielen Stücken, die man auf dem Südabhang des Berges gefunden hat, und die dunkel und fein porös, meistens aber kompakt sind, habe ich zuweilen sehr reichlich Hauyn als integrierenden Bestandteil des Gesteins gefunden, und zwar in Mikrolithen, die häufig größer als die übrigen waren, selten rechtwinkligen Querschnitt besaßen, meist in unregelmäßigen Körnern vorkamen, welche wenig blau oder grünlich vielleicht im Übergang zum Nosean, häufiger dagegen dunkelblau waren, und viele kugelrunde Einschlüsse oder solche von Kriställchen oder schwarzen Opaciten von Magnetit besaßen, nach Form und Verteilung identisch mit dunkelgrauen Opaciten von Eisenoxyd, die sich auch im übrigen Gestein vorfinden.

Der in reflektiertem Lichte schwarze Obsidian ist in durchscheinendem Lichte gelblichgrün und in Dünnschliffen sehr hellgrün mit dünnen hellgrauen, mehr bimssteinartigen Schichten, mit zahlreichen Trichiten und mit Mikrolithen und unvollkommenen Sphäroiden von Sanidin mit fluidaler Verteilung und einigen seltenen Einsprenglingen von demselben Feldspat. Der Bimsstein ist ganz glasartig, rein und sehr hellgrün durchscheinend, mit verlängerten, auch mikroskopisch kleinen Poren. Rings um die Poren und Höhlungen häufen sich, oft mit großer Regelmäßigkeit, Stäubchen von Hämatit oder von Limonit, die sicher durch Wasseraufnahme aus den schwarzen, eisenhaltigen Opaciten entstanden sind. Dieses Gestein, welches von Hoffmann fälschlich Phonolith genannt worden war, wurde von Rosenbusch[2]), der darin den Sodalith nicht erkannte, Augittrachyt und von Dell' Erba sodalithisch-anorthitischer Sanidinit genannt.

Ich habe auch den Tuff mikroskopisch untersucht, der es durch seinen rezenten und deutlichen Ursprung wohl verdiente. Über seine makroskopische Beschaffenheit wurde schon gesprochen. Unter dem Mikroskop setzt er sich zusammen aus sehr feinen, verschiedenartigen, eckigen Fragmenten von älterem Gestein, aus Kristallen der gewöhnlichen Bestandteile, die zum Teil zertrümmert, zum Teil aber auch unversehrt sind und aus einem feinen Staub, dessen Material meistenteils optisch unwirksam, glasig, meistens zersetzt und undurchsichtig, weißlich oder ins gelbe fallend ist; dieser bildet die Grundmasse. Die klastische Struktur durch Bruchstücke älterer und schon verfestigter Stoffe des Untergrundes ist über allen Zweifel erhaben. Unter diesen fragmentarischen Bestandteilen sind helle Bimssteine, sämtlich glasig und blasig mit Poren von verschiedener Länge und von verschiedenen Dimensionen und mit fluidaler Struktur natürlich nach verschiedenen und entgegengesetzten Richtungen in den einzelnen Stückchen; ferner weniger blasige, graue

---

[1]) E. Freda, Rendiconti Acc. delle scienze fis. e mat., serie II, vol. 3, fasc. 2, 1889, S. 46.
[2]) H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. 2. Aufl., Bd. II, S. 597.

oder helle Gläser, braune Obsidiane mit Nadeln von Sanidin, die natürlich an den Rändern des Fragments abgebrochen sind, oder ohne Nadeln und mit oder ohne Magnetit; Schlacken, die denselben Charakter tragen wie diejenigen, welche mit dem Ausbruch gleichalterig sind, aber durch die Größe ihrer Einsprenglinge etwas von ihnen abweichen, aber dennoch auch sehr kleine Einsprenglinge besitzen von Sanidin, Anorthit mit einer Auslöschung von 30°, Augit, Magnetit, der manchmal etwas in Hämatit metamorphosiert ist, und eine glasige helle Grundmasse enthalten. Einige glasige Fragmente besitzen viele Pünktchen von Magnetit. Die isolierten unversehrten oder zerbrochenen Kristalle, die zuweilen größer als diejenigen der gleichzeitigen Schlacken sind, sind Augit, Magnetit, Sanidin und noch häufiger Anorthit; der Magnetit ist eingeschlossen im Augit und etwas weniger in den Feldspaten; in diesen ist reichlich Apatit vorhanden. Ich habe einen Kristall von Biotit gesehen, welches Mineral in den gleichalterigen Schlacken des Monte Nuovo fehlt, sich aber in denjenigen der anderen phlegräischen Vulkane und sicher auch in einigen früheren Schlacken im Erdboden findet. Dagegen habe ich nicht gesehen: Hornblende, Olivin, Sodalith, Hauyn. Ein außer an einer Seite unversehrter Kristall von Sanidin, der sich mitten in der undurchsichtigen Staubmasse befindet, zeigt ringsherum einen Hof, als ob er aus dem übrigen Tuff andere Sanidinsubstanz herangezogen hätte, welche beim Kristallisieren die Stäubchen oder einen Teil von ihnen nicht fernhalten konnte.

Über den Tuff an der Basis des Monte Nuovo gegen das Meer zu, welcher als Puzzolan verwandt wird, von dem Favilli eine anscheinend unvollkommene Analyse gibt, und über eine Analyse von Abich[1]) werde ich im XXXII. Kapitel sprechen. Das spezifische Gewicht ist nach Favilli 2,074. Ein im Tuff eingeschlossener römischer Ziegelstein, welcher Spuren von Abrollung oder wenigstens von Corrosion durch Oberflächenwasser zeigt, wurde von mir mikroskopisch untersucht. Er erwies sich aus lokalen Bestandteilen bestehend; im Ton fanden sich Fragmente von Sanidin und von verschiedenen Plagioklasen; er wies aber keine Spuren von Neubildungen von Mineralien in Berührung mit Tuff auf.

II. Der Krater der Solfatara.

Bei der Verwendung des Namens Explosionskrater folge ich der Bezeichnung der französischen Geologen, die mir von allen die beste zu sein scheint. Die Solfatara verdankt ihren Ruhm dem Altertum, in dem sie schon bekannt war, und der Nähe bewohnter Orte, so daß ihren Besuch wohl kein Geologe unterlassen hat. Die Phänomene, welche sie darbietet, sind von Natur aus denjenigen gleich, welche auch in anderen vulkanischen Gegenden vorkommen, aber an Intensität stehen sie bei weitem zurück hinter anderen weniger berühmten, wie z. B. den Borsäure-Soffioni in Toskana, ganz zu schweigen von anderen Orten außerhalb Italiens. Die beste Beschreibung hat Breislak[2]) gegeben, die erste geologische Karte stammt von Scacchi[3]).

[1]) Natur der vulkanischen Bildungen S. 92.

[2]) S. Breislak, Essais minéralogiques sur la Solfatare de Pozzuoli. Traduit du manuscript italien par F. de Pommereul. Neapel 1792. Voyages physiques et lythologiques dans la Campanie. T. II. Paris 1801, S. 69.

[3]) Atti settima ad. parte 2a tav. 1.

Die oberhalb Pozzuoli liegende Solfatara, welche 1 km vom Meere entfernt ist, hat die Gestalt eines fast regelmäßigen kreisförmigen Kraters mit ebenem Boden, der zum Teil und zu gewissen Zeiten mit Sümpfen bedeckt sein kann, wie es Mercati[1]) im Jahre 1500, Mormile[2]) im Jahre 1669 und Hamilton[3]) 1770 gesehen haben.

Der Boden liegt 98 m über dem Meere und hat einen Durchmesser von 250—300 m; ringsum befinden sich kleine Hügel von recht verschiedener Höhe, die steil und teilweise



Fig. 6. Solfatara.

geradezu senkrecht gegen das Innere des Kraters abfallen, sanft dagegen nach außen geneigt sind, wie dies bei den meisten ähnlichen Kratern der Fall ist. Die Osthälfte der Hügel ist bedeutend höher als die Westhälfte, und sowohl nach N wie nach SO erheben sich die beiden höchsten Gipfel 102—104 m über dem Boden und im Ganzen also etwas mehr als 200 m über dem Meere. Im Gegensatz dazu werden die Hügel der Westhälfte schnell niedriger und lassen dort eine ziemlich weite, weniger als 20 m über dem Boden des Kraters hohe Öffnung.

Die Ebene, welche den Boden des Kraters bildet und in ihrer Westhälfte mit Kastanien bewachsen ist, ist wenigstens oberflächlich mit Erde und weißem Ton wieder aufgefüllt, die größtenteils aus Kieselerde besteht (der sog. Bianchetto), die von den umliegenden Abhängen heruntergeschwemmt und von neuem durch gasige Ausströmungen verändert wurde. Breislak, welcher die unweit von der Bocca der Solfatara befindlichen Erdschichten untersuchte, die von einem 11 m tiefen Brunnen durchschnitten sind, beobachtete an der Oberfläche: »des pierres brûlées et quelques moreaux de bois carbonifiés; mais ces matières provenaient des débris de fourneaux qui existèrent sur le terrain voisin ... les autres [lits], bien inférieurs, sont partaitement horizontales, et quelques-uns n'arrivent pas à un pouce d'épaisseur. Près de la source d'eau ... se voyaient des lits d'une argile grise, sur laquelle fleurrissait le sulfate d'alumine«.

Den Hügeln von verschiedener Höhe entsprechen auch ziemlich verschiedene Gesteine. An den tieferen Stellen lagert im S und im W der graue, fast unveränderte Tuff von fast immer sehr feiner Beschaffenheit in horizontalen Bänken; er erstreckt sich nach Pozzuoli zu, bis er mehr und mehr von einer ungeheueren Menge von Grus und Schutt aus dem Altertum bedeckt wird, den man bei Pozzuoli und an der ganzen Küste bis Bajä antrifft. Auf der Nordseite ist der Tuff weiß und ziemlich verändert. Auf der

[1]) M. Mercati, Metallotheca. Romae 1717, S. 78.
[2]) G. Mormile, Sito et antichità della città di Pozzuolo. Napoli 1669, S. 120.
[3]) W. Hamilton, Campi Phlegraei, Pl. XXV, Explication.

Nordostseite und etwas weniger auf der Ostseite finden sich im Tuff Breccien und Anhäufungen von großen eckigen Auswürflingen, unter denen sich trachytische Fragmente finden, welche durch eine weiße sie einhüllende erdige Masse, die sehr viel Schwefeleisen enthält, weiß erscheinen. Die ziemlich veränderten Bänke sind genügend fest, und infolge

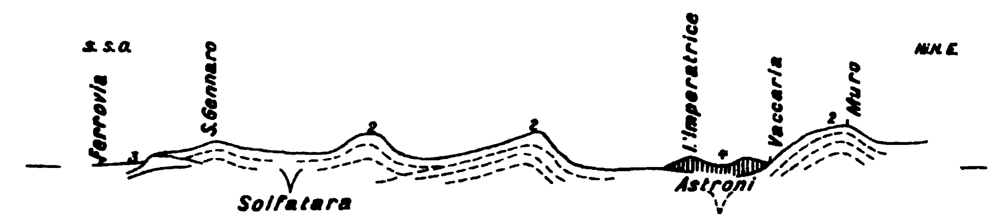


Fig. 7. Vom Meere nach der Solfatara und Astroni. 1:50000.

1. Gelber Tuff; 2. Grauer Tuff; 3. Alluvium; 4. hypokristallinische Schlacken.

ihrer Festigkeit, möchte ich behaupten, sind sie zuweilen für anstehendes trachytisches Gestein gehalten worden. In der Tat gaben Breislak und Scacchi einen kleinen Fetzen von Trachyt an der Nordseite an der Basis der Tuffe und einen zweiten auf der Nordostseite an. Die Bänke fallen nach der Außenseite des Kraters unter 12—15° ein, also nach NO und O.

Alle mehr veränderten Schichten, besonders im Innern des Kraters und nicht bloß auf dem Boden, sondern auch an den Wänden, klingen, wenn sie angeschlagen werden und selbst unter dem Tritt des Menschen, hohl, daß man glauben könnte, daß sich darunter unterirdische Hohlräume befinden. Diese Tatsache, über die so viel diskutiert worden ist, beruht auf den Hohlräumen des Gesteins, auch denen zwischen den Bänken, und auf den Poren, die durch die Veränderungen und durch Entfernung so vieler Bestandteile entstanden sind, wie sich Scrope[1]) richtig äußert.

Auf der Ostseite nahe dem Rande, aber gegen die Innenseite des Kraters zu, erkannte Breislak zwischen den feinsten Schichten des Tuffes Pflanzenabdrücke, welche verkohlt waren, und die er für Meeresalgen hielt[2]), und Scacchi wiederholt diese Angabe[3]). Nach der Beschreibung handelt es sich aber um Wurzeln von Landpflanzen oder um andere Sachen. An den Leucogäischen Hügeln nach O zu, an einem kleinen Wege entlang, welcher nach Agnano führt, und sozusagen in der Höhe des Seespiegels, kommt unter den veränderten Tuffen eine kurze Strecke die Oberfläche eines Stromes von Trachyt zum Vorschein, ähnlich demjenigen, welcher den Krater im SO umgibt. Trachyte, Tuffbreccien und im allgemeinen die zufälligen Trümmergesteine und die gewöhnlichen Tuffe wurden von Grund aus zersetzt und gebleicht bis zur Ebene beim alten See von Agnano auf der Ostseite und bis zu der hohen Straße, welche zwischen dem Monte Olibano und dem Meere im S verläuft. Die Leucogäischen Hügel erhielten gerade diesen Namen wegen der weißlichen Farbe der Gesteine.

Lavenerguſs.

Auf der Südostseite des Kraters findet sich bis 70 m über dem Erdboden eine Lavamasse, die eine kahle Wand bildet, welche sich bis zur höchsten Spitze, der Punta della Solfatara, erhebt. Die Lava zieht sich eine kurze Strecke auf den Ostabhang hinüber und ist nach S zu von wenig mächtigen Schichten bedeckt, die besonders aus Massen zusammengesetzt sind, welche zufällig durch lokale Ausbrüche aufgehäuft wurden. Ein kleiner Fetzen, der wahr-

---

1) G. Poulett Scrope, Transactions of the Geol. Soc. Ser. 2. Vol. V, Volcanoes 1862, S. 321.

2) Breislak, Essais minér., S. 47.

3) Atti settima adunanza degli scienz. italiani 1846, S. 1122.

scheinlich durch denselben Ausbruch entstanden ist, findet sich Gewährsmännern zufolge ziemlich viel tiefer, auf der Ostseite unterhalb des Tuffes entlang einem Pfade, der nach Agnano führt. Das Gestein zeigt etwas geringere Zersetzungen durch schwefelige Gase, die es einst überall durchzogen und zum Teil noch jetzt auf dem vorspringenden Abhang des Kraters durchziehen, aber auch hier ist die Zersetzung in einer Weise vor sich gegangen, daß es bis jetzt noch wenig untersucht ist.

Nur Dell' Erba hat das Gestein mikroskopisch untersucht. Es ist kompakt, besitzt eine hellgraue oder schwärzliche Farbe, häufig mit dunkleren Partien da, wo das Gestein weniger zersetzt ist; dann schimmert es ins bläuliche oder grünliche. Es enthält kleine, frische Kristalle von Magnetit, Feldspat, Augit, Glimmer und ähnelt im Aussehen der Lava der Astroni, die wir später betrachten werden; es ist verschieden von demjenigen des zunächst liegenden Monte Olibano, auf das wir noch zurückkommen werden. Mikroskopisch besteht die Grundmasse nach Dell' Erba aus mikrokristallinischen Bündeln von Sanidinen in deutlichst fluidaler Verteilung. Dann sind noch zu nennen: reichliche Würfelchen von Magnetit, Kristalle von grünem Pyroxen und vielleicht einige Mikrolithen von Apatit. Stets findet sich nach den Beobachtungen von Dell' Erba und den meinigen unter den Einsprenglingen in größeren Kristallen Sanidin, meistens in Zwillingsform nach dem Karlsbader Gesetz, mit Glaseinschlüssen im Zentrum jedes Kristalles gruppiert oder in Zonen verteilt, zuweilen auch mit sehr vielen ziemlich langen Mikrolithen von durchsichtigem Apatit, der in den glasigen Schlacken nur selten vorkommt; er zeigt die charakteristische Spaltbarkeit nach der Basis, das Relief, die stärkere Absorption des außerordentlichen Strahles.

Der auch makroskopisch sichtbare Plagioklas erscheint besonders längs den Zwillingsflächen trübe durch Glaseinschlüsse, die viel häufiger sind als im Sanidin, und durch sehr seltene Einschlüsse von Apatit. Häufig bemerkt man einen unversehrten und trüben Kristall von Plagioklas, der in einem größeren und glänzenden Sanidin oder in einem anderen mehr basischen Plagioklas eingeschlossen ist. Anorthit mit sehr großen Auslöschungswinkeln waltet vor. Außerdem kommen Bytownit, Andesit und Oligoklas vor, selten Biotit. Augit, einschließlich des selteneren, in vereinzelten Kristallen auftretenden Ägirinaugites herrscht in häufig zertrümmerten Kristallen vor der braunen und grünen Hornblende vor. Sodalith habe ich in einigen veränderten Exemplaren gesehen; Olivin habe ich nie bemerkt. Kalkowsky[2]) fand keine Glaseinschlüsse, aber diese finden sich hauptsächlich in den Plagioklasen.

Das Gestein ist ein augitischer Trachyt, der, bis auf das Fehlen der beiden zuletzt genannten Mineralien, mit den Lavaströmen übereinstimmt, die wir bald besprechen werden[3]). Breislak[4]) behauptet, daß es stark auf die Magnetnadel einwirke. Bei der Berührung mit den Wasserdämpfen, der schwefeligen Säure und der Kohlensäure der Fumarolen fing das Gestein an zu bleichen und sich zu verändern. Aber in den Spalten sieht man rote oder braune Flecken, welche auf Eisensalze, die sich dort wahrscheinlich bilden, hinweisen. Die Farbenänderungen entsprechen aber nicht immer dem Grade der Zersetzung. Infolge der Veränderungen sind die Blöcke des Gesteins häufig sphäroidal (Breislak a. a. O. S. 90) oder auch in Parallelepipede geteilt und blättern leicht ab (ebenda

[1]) Dell' Erba, Sulla Sanidinite sodalitico-pirossenica di S. Elmo. (Rendiconti R. Acc. di sc. fis. e mat. S. 2a. Vol. IV. Napoli 1890, S. 183.)

[2]) E. Kalkowsky, Über den Piperno. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd 30, S. 669.)

[3]) Zirkel, Mikrosk. Beschaffenheit der Gesteine 1875, S. 76, 151, hatte einen Leucitophyr der Solfatara vermutet, aber Roth, Studien am Monte Somma, S. 4, glaubt, es handelt sich um Gestein, welches wahrscheinlich vom Capo di Bove herrührt.

[4]) Ess. sur la Solfatare, S. 24.

a. a. O. S. 97). Die Zersetzung erstreckt sich bisweilen nur 11—14 mm unter die Oberfläche jedes Stückes, bisweilen geht sie aber durch und durch, indem sie es entweder kompakt läßt oder ganz auflockert. Die Feldspate nehmen ein perlmutterartiges Aussehen, dann das von weißem undurchsichtigem Kaolin an, in dem man unter dem Mikroskop noch die Überreste einiger polysynthetischen Streifen bemerkt. Schließlich verschwinden sie und werden durch ein fasigeres Skelett oder durch einen Hohlraum ersetzt, wie das schon Breislak[1]) bemerkt hat. Die Mikrolithen des Sanidins sind weniger verändert als die größeren Kristalle von Plagioklas. Augit und Hornblende sind häufig unverändert, aber der Beginn der Veränderung zeigt sich in der mehr durchsichtigen grünen Farbe und den schwächeren Interferenzfarben, zuerst am Rande, dann in der ganzen Masse. Auch der Biotit erscheint gebleichter, bleibt indes hellbraun und bewahrt seine optischen Eigenschaften. Die erwähnten Veränderungen sind wahrscheinlich die Folge der Verminderung des Gehalts an Eisen. Manche grobe Körner von Magnetit sind mit einem Hof von Hämatit umgeben und sind vollständig in ihn, aber nicht in Limonit oder in andere Mineralien übergegangen. Der Hämatit bildet weiter fadenförmige Dendriten, die sich durch ihre Durchsichtigkeit und rötlichen Glanz auszeichnen. Einige Stücke besitzen viele Würfelchen von Sodalith von 1,5—4 μ Seite oder selten Hexagone, die idiomorph sind, teilweise aber nicht von grüner bis dunkelgelber Farbe, undurchsichtig, isotrop und teilweise in Kaolin umgewandelt. In der Grundmasse, besonders in den mehr tonhaltigen Partien und in unmittelbarer Berührung mit den Fumarolen, sind Würfel und Oktaeder von Pyrit zerstreut, welche ihrerseits wieder in Mikrolithen von Limonit umgewandelt sind, der sich vom Magnetit durch seine braune Farbe und durch den Mangel an metallischem Glanz unterscheidet. Im Falle auch die Grundmasse vollständig kaolinisiert ist, ist das Gestein viel weißer. Unter dem Mikroskop sieht man noch die Spuren der Fluidalstruktur, die sich übrigens in anderen Fällen an den Streifen veränderter Bestandteile erkennen läßt. Im vorgeschrittenen Zustand der Zersetzung sind die Amphibole und die Pyroxene wie die Feldspate zusammengesetzt aus undurchsichtigen, weißen Skeletten aus Kaolinmasse, in denen man zuweilen die Umrisse der ursprünglichen Kristalle sehen kann. Magnetit ist vollständig verschwunden. Die ganze durchsichtige, weiße oder graublaue Masse ist im polarisierten Licht isotrop und als Kieselsäurehydrat aufzufassen: hier und da kommen leichte Flecken vor wie von einer doppelbrechenden Substanz, und der nach Pyrit pseudomorphe Limonit bleibt erhalten. Je nach dem Grade der Zersetzung verbinden sich mit gewöhnlichen mehr oder weniger zersetzten Bestandteilen verschiedene Salze von rezenter Bildung, deren Bestimmung sehr schwierig ist, weil bis jetzt nur sehr wenige mikroskopisch untersucht worden sind. Natürlich lösen sich schon während der Präparation die leichter löslichen Salze auf.

In einigen Stücken, welche schon der Tätigkeit der Solfataren anheimgefallen, aber weniger verändert waren, sieht man unter dem Mikroskop sehr feine zerstreute durchsichtige Schuppen und Aggregate von Kristallen mit rhomboedrischem, beinahe kubischem Querschnitt oder in vollständig tafelförmigen Rhomboedern, welche glasglänzend sind, durchsichtig, von blaßgelber oder grasgrüner Farbe, pleochroitisch von sehr heller zu mehr dunkler Färbung, irisierend mit rötlichen Farben, mit sehr lebhaften Interferenzfarben und von goldgelbem Glanze. Die Kristalle sind bisweilen von einem sehr zarten Saum von Limonit umgeben, und ich halte sie für ein Eisensulfat. In anderen mehr veränderten Exemplaren, in denen die Amphibole, Pyroxene und Plagioklase verschwunden sind, ist ihr Platz durch Rosetten von gelbgrüner oder sehr hellgrüner Farbe ausgefüllt, die aus schwach pleochroitischen

[1]) Ess. min., S. 112.

strahligen Kristallen bestehen, mit schwachen Interferenzfarben, von goldgelber Farbe, sehr stark doppelbrechend, die wahrscheinlich Halotrichit sind, um welche herum sich aber keine Höfe von Eisenoxyd zeigen. Daran reihen sich sehr kleine Würfelchen und Oktaeder einer undurchsichtigen braunen Substanz, wahrscheinlich Voltait, die im reflektiertem Lichte dunkelgrün erscheint; zuweilen scheint sie in Hämatit von rubinroter Farbe oder in wirklichen Limonit umgewandelt zu sein. Sehr selten finden sich vereinzelte Kristalle von sehr spitzrhombischer Form oder häufiger in schuppenartigen, sehr dünnen, weißen, durchsichtigen Gruppen mit schwacher positiver Doppelbrechung ohne Pleochroismus, mit nicht lebhaften, aber hohen Interferenzfarben bis weißlich und bläulich, wobei Farben niederer Ordnung fehlen, mit geringer Absorption des ordentlichen Strahles, so daß wir es wohl sicher mit Gips zu tun haben.

In einigen Stücken mit ausblühenden Sulfaten und mit Schwefelkristallen bemerkt man ein anderes Mineral, wahrscheinlich ein Ferrosulfat, das von dem früher erwähnten verschieden ist. Das sind einfache isolierte oder zu Dendriten, auch zu radialfaserigen Kügelchen oder sonstwie vereinigte Kristalle, durchsichtig, von hellgrüner Farbe, kaum pleochroitisch, optisch negativ, mit starker Brechung, mit starker Absorption des außerordentlichen Strahles und lebhaften Interferenzfarben. Die einfachen Kristalle haben die Gestalt von Kieserit und Lazulit, lassen aber bei ihrer Kleinheit keine exakte Messung zu. Sie variieren stark, sind meistens von pyramidalem Habitus, mit einer scharfen und einer stumpfen Pyramide häufig mit abgerundeten Kanten. Zu diesen Pyramiden gesellt sich bisweilen ein Pinakoid, das der Ebene der Ortho- und Klinoachse parallel ist.

Zuweilen nehmen die Kristalle wegen der großen Ausdehnung der Seitenfläche des Klinopinakoides einen hexagonalen Charakter an, wie beim Copiapit. Die Seitenflächen dürften sein:

p (_11, — 1)	x ($\underline{1}13$, — $1/3$)
e (111, 1)	v ($\bar{1}13$, $1/3$)
c (001, 0)	

Unter dem Polarisationsapparat ist die Auslöschung parallel der Hauptachse; es handelt sich sicherlich nicht um Alaun, vielleicht um einen Klino-Melanterit.

Nicht alle im Tuff eingeschlossenen Fragmente von Trachyt gehören dem Typus der beschriebenen Lava an, einige unterscheiden sich von ihnen bedeutend durch die relative Häufigkeit von Plagioklas-Mikrolithen in der Grundmasse und gehören zu der weniger gewöhnlichen Varietät der phlegräischen augitischen Trachyte. Eines dieser Fragmente, das wenig verändert ist, ist auch mit auswitternden Salzen bedeckt; es wurde auf der Mitte des Abhangs nach dem früheren See von Agnano gesammelt und stellt eine wenig glasige Masse dar mit häufigen, ziemlich langen, nadelförmigen Kristallen von Sanidin und weniger häufigen Kristallen von Anorthit mit fluidaler Anordnung, mit Mikrolithen von grünem Augit, mit Würfeln von Magnetit und ziemlich selten Zirkon mit Einschlüssen. Von den Einsprenglingen kommt Sanidin in Zwillingen vor, von denen einige dem Mikroklin ähneln, die meisten aber Manebacher Zwillinge sind, ferner Labradorit und besonders Anorthit zuweilen in zonarer Verbindung und mit einer äußeren Zone von Sanidin, mit Einschlüssen von Glas, Apatit, Magnetit, Augit (letzterer am seltensten) und mit Einschlüssen von Hornblende. Dann und wann kommen verschiedene Flecken von braunem Limonit vor, selten Dendriten, fast wie Effloreszenzen, die im Innern des Gesteins stecken, weiter von Hämatit und Fetzen von rubinroter Farbe, welche die Spalten nach der Basis in einigen Feldspaten einnehmen. Sie besitzen einen leichten Pleochroismus in gelborange, gelbrot und blutrot, und strichweise haben sie die Form prismatischer Blättchen, die schief geschnitten sind, als handelte es sich um Rhomboeder, oder auch spitz zulaufen; einige sind unter einem Winkel von ungefähr 110° knieförmig

gebogen und sehen nach Art des Sagenites wie hebräische Buchstaben aus. Sie sind außerordentlich klein, ihre größte Länge überschreitet nicht 3 μ. Interferenzfarben, starke Doppelbrechung, Undurchsichtigkeit der größeren Kristalle, Veränderlichkeit des Pleochroismus und andere Eigenschaften des Rutils bemerkt man bei ihnen nicht, ich nehme also an, daß es sich einfach um Hämatit handelt.

In der Umgebung der Solfatara fehlt es gänzlich an Spuren von fragmentarischen, angehäuften Schlacken, wie sie am Monte Nuovo vorkommen.

Im SO und teilweise im S, beginnend in der Nähe von S. Gennaro und über die Wasserscheide im O hinaus, finden sich über dem grauen Tuff, über dem Lavastrom der Solfatara sowie über den Tuffen des M. Olibano und über den Tuffen mit schwarzen Schlacken, die vom westlich gelegenen Krater des Monte Spina östlich von Cariati herrühren, große Mengen von eckigen Breccien von sehr verschiedener Größe bis zu mehreren Kubikmetern, die alle aus demselben Trachyt bestehen. Sie sind gemischt mit ziemlich viel kleineren Brocken und finden sich hier und da in Haufen, obwohl im großen und ganzen eine Verteilung in Bänke und Zonen anzunehmen ist, welche südlich von der Solfatara oft 8—10° nach WNW einfallen. Sie sind jedoch seltener zu sehen als die Anhäufungen weniger großer Fragmente an der Nordost- und Ostseite, die außerdem gleichförmiger sind. Auch diese Breccien sind samt den zugehörigen Tuffen, anfangs sprungweise, dann mehr nach SO, fast überall von Grund aus zersetzt und haben eine gelbe und weiße Farbe angenommen, so daß man sie bei geringerer Aufmerksamkeit verwechseln könnte mit dem in situ zertrümmerten und durch chemische Einflüsse zerkrümelten Trachyt.

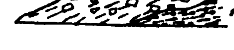


Fig. 8. An der Straße östlich von S. Gennaro unterhalb der Solfatara.

1. Trachytbette im grauen Tuff mit kleinen Bruchstücken in feinen und meist regelmäßigen Bänken; 2. Trachytbette mit großen Bruchstücken in unregelmäßigen Bänken.

Der Erguß von Lava an dieser Stelle kann kein hohes Alter besitzen, da er von wenig mächtigen Tuffschichten bedeckt, jedoch zeitlich früher gewesen ist als die Explosion, die die Solfatara zur Folge hatte, weil die Lava zerstückelt und ringsherum verstreut wurde. Anderseits würde, wie Scrope bemerkt[1]), unter den gegebenen topographischen Verhältnissen die Lava dort nicht zu finden gewesen sein, wo sie ist, sondern sie würde gegen das Innere des Kraters und längs des Abhangs nach dem See von Agnano zu hinuntergeflossen sein.

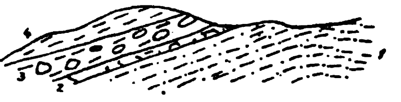


Fig. 9. An der Fahrstraße nordöstlich von Monte Olibano.

1. Dunkelgrauer Tuff von sehr feinen, wechselnden Bestandteilen und Bimssteinen des Monte Olibano; 2. grauer Tuff mit schwarzen Schlacken; 3. grauer Tuff mit Trachytbruchstücken; 4. grauer Tuff.

Der Explosionskrater.

Weil der gegenwärtige Zustand der Solfatara sicherlich jünger ist als der Trachyt, so läßt sich der Ring der Fragmente, welche dies Gestein auf einen weiten Umkreis bedecken, nur durch eine Explosion und durch einen Einbruch des früher verfestigten Trachytes erklären. Eruptionen mit Schlacken sind nicht vorgekommen. Die Verbreitung der bald trachytischen, bald breccienartigen, bald tuffartigen Gesteine, welche den Krater umgeben, stimmt durchaus nicht überein mit der Vorstellung eines kleinen eruptiven Kraters der seine Auswürflinge gleichförmig im ganzen Umkreis auswarf. Diese zufälligen Auswürflinge haben vielmehr überwiegend die Natur des Gesteins, welches die Wände des Kraters bildet, von denen sie herrühren. Dieser Umstand läßt sich nur dadurch erklären, daß man annimmt, der Krater sei durch eine Explosion verursacht, welche die verschiedenen, dort vorhandenen Gesteine gleichmäßig in die Höhe warf, indem sie

---

[1]) G. Poulett Scrope, Volcanoes, S. 322.

die Bruchstücke rund herum und besonders auf dieselben Gesteinsmassen warf, von denen die Bruchstücke herrühren.

Der Weg für die Wasserdämpfe und die hochgespannten Gase, welche die Explosion verursachten, konnte, wie das immer der Fall ist, durch die Existenz der Schlöte erleichtert werden, aus denen sich die Trachyte ergossen, und der bis in wechselnde Tiefen reichenden Berührungsflächen zwischen der Trachytmasse in situ und den lockeren Tuffen, welche sich in der Nähe befanden.

Nur in dieser Hinsicht kann man behaupten, daß die Eruption der Trachyte und die allmähliche Bildung des Kraters durch die Explosion miteinander in Beziehung gestanden haben. Daß die unteren, aber nicht die oberen Breccienbänke gelb gefärbt und zersetzt sind, z. B. bei San Gennaro, kann als Beweis dafür dienen, daß die explosiven Eruptionen, welche sie gebildet haben, zu verschiedenen Zeiten mit Abständen aufeinander gefolgt sind.

Jener Ursprung des Kraters muß, wie bei allen anderen Explosionskratern der Phlegräischen Felder, jeder historischen Epoche vorangegangen sein, weil weder Geschichte noch Überlieferung davon sprechen, und weil seit den ältesten Zeiten die Solfatara ihren gegenwärtigen Zustand bewahrt zu haben scheint. Es scheint aber eine unbedeutende Explosion noch in neueren Zeiten stattgefunden zu haben, und noch heute haben sich einige Spuren vulkanischer Tätigkeit erhalten. Deshalb empfiehlt es sich, seine Geschichte von den ältesten Zeiten bis auf den heutigen Tag zu verfolgen.

Strabo (gest. im Jahre 25 n. Chr.) erzählt, nachdem er gesagt hat, weshalb die Gegend bei Cumä Phlegra genannt worden sei, daß die Stadt, die im Altertum Dikäarchia genannt wurde, damals, als die Römer eine Kolonie dort gegründet hatten, zur Zeit der Züge Hannibals (559 a. u.)[1]), ihren Namen geändert habe und Pozzuoli (Puteoli) genannt wurde, von den Brunnen (ἀπὸ τῶν φρεάτων)[2]), welche sehr häufig an der ganzen Küste entlang sich finden, um die zahlreichen Thermalwässer zu sammeln und zu Badezwecken zu benutzen. Auch Festus[3]) schreibt, daß »Puteolos dictos putant ... quidam a multitudine puteorum earundem aquarum gratia factorum«. Dies würde beweisen, daß die Gewohnheit, solche Brunnen zu graben, schon alt war und bei der griechischen Bevölkerung jener Gegend früher eingeführt war als bei der römischen. Die Neider und Feinde jener Gegend leiten den Namen Pozzuoli aber von dem Gestank des Wassers (δυσωδίας τῶν ὑδάτων) s. Strabo und Festus. Da aber jene Wässer keinen bemerkenswerten Geruch besitzen, so haben sie wohl mehr auf den Gestank der Schwefeldämpfe der Solfatara angespielt, den man zuweilen in der Nachbarschaft von Pozzuoli noch jetzt spürt.

Die Tradition schreibt das Feuer und die Thermen des Landes den Wunden der Riesen zu, die dort von den Blitzen erschlagen sind (Strabo, l. c.), und vielleicht waren solche Überlieferungen nicht sowohl eine Bestätigung der schwachen vulkanischen Tätigkeit der Solfatara, als eine Erinnerung an vulkanische Ausbrüche, die in viel früheren Zeiten am Vesuv oder aus anderen Kratern der Gegend stattfanden.

Strabo beschreibt dann die Solfatara und ihre Umgebung und sagt, daß bei Pozzuoli der Platz Vulkans (τοῦ Ἡφαίστου ἀγορά) gewesen sei, womit nur der damals wie noch heute ebene Boden des Kraters gemeint sein kann, welcher ringsherum von Feuer enthaltenden Hügeln umgeben (διαπύροις) gewesen sei, die zuweilen wie aus einem Ofen mit Geräusch Feuer auswerfen. »Das Gelände ist von Schwefel erfüllt«[4]). Der ungenannte Verfasser des Ge-

1) T. Livii, l. XXX, cap. 45.
2) Strabonis, Γεωγραφικά, l. V, cap. 4.
3) Festi, De verborum significatione.
4) L. c., dasselbe sagt die Chrestomathia straboniana V, 40.

dichtes Aetna, ein Nachahmer des Posidonius, nach einigen Autoren Cornelius Severus, schrieb ungefähr 24 n. Chr.: »... Neapolin inter et Cumas locus est, multis iam frigidus annis, quamvis aeternum pinguescat et ubere sulphur. In mercem legitur, tanto est fecundius Aetna[1].« Petronius Arbiter[2]), welcher dorthin den Sitz des Pluton verlegt, beschreibt jenen Ort, zwar poetisch verändernd und weitschweifend, aber im Detail doch noch den heutigen Zustand treffend, folgendermaßen:

»Est locus exciso penitus demersus hiatu,
Parthenopen inter, magnaeque Dicarchidos arva,
Cocytia perfusus aqua: nam spiritus extra
Qui furit effusus, funesto spargitur aestu.
Non haec autumno tellus viret, aut alit herbas,
Cespite laetus ager: non verno persona cantu
Mollia discordi strepitu virgulta loquuntur:
Sed chaos, et nigro squalentia pumice saxa
Gaudent ferali circum tumulata cupressu.
Has inter sedes Ditis pater extulit ora
Bustorum flammis, et cana sparsa favilla.«

Obwohl Plinius die Solfatara nicht beschreibt, spricht er doch von den Leucogäischen Hügeln, den Thermen, der weißen Erde, dem Schwefel, den man wie heute gebrauchte. Die weiße Erde, von der wir noch sprechen werden, diente zu verschiedenen Zwecken: »Nachdem der Spelz (Triticum spelta L.) gemahlen war, mischte man ihn mit Kreide, damit er Farbe und Zartheit bekäme. Sie findet sich bei Pozzuoli und Neapel in dem sogenannten Leucogäischen Hügel, und es existiert ein Dekret des Kaisers Augustus, welcher befahl, daß den Neapolitanern jährlich 20000 Denare auf Staatskosten bezahlt würden als Ablösung für den genannten Hügel.« Zur Rechtfertigung desselben wird bemerkt, daß die Campaner (nämlich Capuaner) behaupteten, sie könnten ihren Dinkel nicht ohne jene erwähnte Kreide gebrauchen. »Extatque divi Augusti decretum, quo annua vicena millia Neapolitanis pro eo numerari iussit e fisco suo, coloniam deducens Capuam. Adiecitque causam adferendi, quoniam negassent Campani alicam confici sine eo metallo posse.«[3]) Ich zweifle nicht daran, daß der Gebrauch, das Getreide mit jener Kreide zu mischen, auch jetzt noch von manchem Bäcker angewandt wird, obwohl niemand davon schreibt.

In demselben Hügel befindet sich auch der Schwefel »reperitur et sulphur[4]). Ibi e cuniculis effossum perficitur igni«[5]). Auch von den heutzutage Pisciarelli genannten Thermen in demselben Hügel, vielleicht auch von anderen Wässern der Küste der Bagnoli schrieb er, »in eodem (dem Leucogäischen Hügel) emicant fontes Araxi« (wenn etwa hier nicht ein Schreibfehler des Abschreibers vorliegt), welche den Augen gut tun, Zähne schließen und die Wunden heilen[6]). Auch Silius Italicus, der in der ersten Hälfte des ersten Jahrhunderts lebte, spielt auf die Solfatara an, ohne sie aber bei Namen zu nennen.

... illic quos sulfure pingues
Phlegraei legere sinus, Misenus et ardens
Ore giganteo sedes Ithacesia Baii[7]).

Baius war ein Gefährte des Odysseus und wohnte zu Bajä. Silius irrt sich also, wenn er von diesem spricht, statt von der benachbarten Solfatara. Servius, ein Interpret des Vergil im 4. Jahrhundert, erinnert daran, daß »sunt terrae desudantes sulphur ut pene totus tractus Campaniae ubi est Vesuvius et Gaurus« (gemeint ist der Monte Barbaro).

[1]) Aetna, erklärt von S. Sudhaus. Leipzig 1898, 431 f.
[2]) Petronii Arbitris Satyricum, cap. 80.
[3]) C. Plinii secundi, Historiarum mundi, lib. XVIII, cap. 29.
[4]) Ibid. XVIII, cap. 29.
[5]) Ibid. XXXV, cap. 15.
[6]) Ibid. XVIII, cap. 29; XXXI, cap. 2.
[7]) C. Silii Italici, Punicorum, lib. VIII, v. 537.

Mormile[1]) und Capaccio[2]), die sich sicherlich auf ältere Autoren stützen, derer ich nicht habhaft werden konnte, erzählen, daß »l'anno 1198, la Solfatara buttò fuora un fuoco grande con grossissimi globi di pietre che danneggiò tutto il paese e nell' istesso tempo ... un terremoto che non fu edificio alcuno che non lo sentisse« [3]).

Einige haben diese Tatsache geradezu bezweifelt, aber die Überlieferung ist viel zu klar, um sie anzuzweifeln. Die meisten haben vorausgesetzt, daß es sich um den Ausbruch einer Lava handele und haben sich bemüht, die Spuren davon zu suchen, aber es finden sich innerhalb der Solfatara oder sonstwo über dem hohen und ausgedehnten Schutt keinerlei Spuren von Schlacken oder Lava, ausgenommen von solchen, die schon vor dem Krater existierten. Sicherlich handelte es sich um eine kurze Periode größerer Spannung der Dämpfe und um eine Explosion, welche von Erdbeben begleitet war, die aber so unbedeutend war, daß sie keine bemerkenswerten Spuren in der Umgebung zurückließ.

Abgesehen von dieser Explosion und einigen zeitweiligen Veränderungen in den Ausströmungen der Dämpfe spielen weder Volterranus noch Johannes Pontanus noch andere Schriftsteller des Mittelalters oder der neueren Zeit auf Zustandsveränderungen der Solfatara an. Auch aus den poetischen Worten des Petrarca im 4. Brief des 5. Buches seiner Familiari kann man nicht, wie man es getan hat, entnehmen, daß noch im 14. Jahrhundert die Solfatara Spuren von glühender Lava gezeigt habe. Eine von Anton Eisenhout für Michael Mercati in der Mitte des 16. Jahrhunderts angefertigte Zeichnung weicht von dem heutigen Zustand wenig ab, nur enthält sie Ruinen von Gebäuden für die Herstellung von Alaun im südlichen und von einigen Schuppen, wo man den Schwefel schmolz, von denen heute noch Spuren vorhanden sind, im nördlichen Teile. In Löchern in der Mitte befand sich eine heiße Quelle, welche Dampf ausströmte und im W, weniger nördlich, traten wie heute zahlreiche Fumarolen zutage, deren hauptsächlichste der heutigen Bocca della Solfatara entspricht. Dieselben hauptsächlichen Fumarolen, mit vielen kleineren und Schutzdächern für die Herstellung des Alauns, kehren auch in einem Holzschnitt aus dem Ende des 16.[4]) und in einem anderen aus dem 17. Jahrhundert in dem Werke des Capaccio[5]) wieder. In einer gleichzeitigen Zeichnung des Villamena kommt auch ein kleines Gebäude auf der Südseite vor[6]).

Eine auf Veranlassung von Hamilton gemachte Zeichnung von Fabri im Jahre 1770 findet sich in dem großartigen Werke jenes Autors[7]). Eine von Deecke[8]) reproduzierte Photographie stellt die Solfatara dar, wie sie im letzten Dezennium des verflossenen Jahrhunderts war. Heute befinden sich in dem Krater als letzter Rest und als Beweis für die analoge Wirksamkeit, welche ihn hervorrief, Fumarolen oder Bläser von Wasserdampf, verschiedene Exhalationen von Gasen und heiße Quellen, welche schon im Mittelalter viel benutzt werden.

Wenn man den Krater von seiner niedrigsten, künstlich erniedrigten[9]) Umwallung, von der Straße von Pozzuoli aus, betritt, stößt man auf ein Haus des Eigentümers mit einem unvollständigen sog. geodynamischen Observatorium, wo auch der »bianchetto« und der Alaun bearbeitet wird. Weiter im Innern befindet sich zur rechten Seite, an der Umzäunung in 10,495 m Tiefe, eine zu medizinischen Zwecken benutzte gedeckte Quelle, zu der der

[1]) Mormile, Sito ed antich. di Pozzuolo, S. 94.
[2]) Capaccio, Hist. Neap., lib. 2, cap. 24.
[3]) Ich habe in den älteren neapolitanischen Chroniken keinen Bericht über dieses Ereignis gefunden.
[4]) S. Mazzella, Sito et ant. della città di Pozzuolo. Napoli 1591, S. 30.
[5]) Capaccio, La vera antichità di Pozzuolo. Roma 1652, S. 10.
[6]) F. Villamena; Ager Puteolanus. Romae 1652, S. 6.
[7]) Campi Phlegraei, Pl. XXV.
[8]) W. Deecke, Geologischer Führer durch Campanien. Berlin 1901, S. 75.
[9]) F. Lombardus, Synopsis ant., cap. 18.

Zugang einmal durch eine Leiter erfolgte. Breislak[1]) beobachtete hier Aluminium- und Eisensulfate. De Luca[2]) fand schwefelsaures Ammonium und beobachtete 1879 eine Temperatur von 11° im Januar und 21° im August, die sich ungefähr mit der Höhe des Wasserstandes, der je nach den Niederschlagsmengen zwischen 0,51 und 2,13 m schwankte, ändert. 87 m nördlich vom Brunnen und 240 m östlich von der Hauptbocca öffnete sich an einem der tiefsten Punkte des Bodens, was schon einige Male vorher geschehen war und wahrscheinlich auch vom November 1874 bis zum März 1875[3]), in den ersten Tagen des Dezember 1898 nach starken Regenfällen eine Fumarole, welche aus einer trichterförmigen Höhlung von ungefähr 1 m Durchmesser herauskam; sie war ungefähr 2,70 m tief und teilweise von einer dunklen, sehr flüssigen und heißen Schlammasse, erfüllt, aus der von Zeit zu Zeit Klunker von Schlamm herausgeworfen wurden[4]). In den ersten Tagen des Januar 1899 war der Schlamm dicker und hatte sich auf 1,35 m unter dem Boden, stets aber unter sehr starkem Aufwallen, erniedrigt. Am 16. Juli zeigte er eine Temperatur von 80°, am 2. November 1899 von 91°. In den kleinen Löchern stieg das Thermometer bis auf 96°, während an denselben Tagen Mercalli[5]) in den Fumarolen an der Südostseite des Kraters bei der Hauptbocca 98° fand, also eine erheblich höhere als sie Sainte-Claire Deville und Fouqué in den Jahren 1856, 1862 und 1865 gefunden hatten.

In kurzer Entfernung vom Brunnen ist entlang den östlichen Wänden, die aus Trachyt bestehen, der Boden, der völlig mit Ausblühungen und kristallinischen Konkretionen bedeckt ist, von Spalten und Rissen durchlöchert, durch welche häufig Gas und zuweilen Dämpfe entweichen. Dort befindet sich in der Mitte ein zerfallenes Türmchen, das Breislak[6]) am Anfang des vorigen Jahrhunderts errichtet hatte, um die Produkte der hauptsächlichsten damals existierenden Fumarole, genannt die Bocca grande, zu sammeln. Dort befand sich zunächst ein 3 m tiefes, 1,299 m breites Loch, welches Breislak bis zu einem Durchmesser von 5,197 m und einer Tiefe von 11,045 m erweiterte. Je tiefer der Brunnen wurde, um so mehr verschwanden die kleinen Fumarolen, die durch eine einzige Dampfmasse ersetzt wurden, und die Temperatur stieg zunächst auf 50°. In geringer Tiefe fand sich eine Bank von kompakter Lava, in 10,395 m Tiefe ein ca 650 mm dickes Stück Lava; als es aufgehoben wurde, strömte heftig Dampf aus, der für einen Augenblick die Arbeiter blendete und aus einer nach SW gerichteten Höhlung kam; das Thermometer stieg auf 96° C. Über dieser Öffnung lies Breislak einen Turm erbauen, in welchem er mittels 270 hölzernen Röhren von 7—8 Fuß Länge in 24 Stunden 3 cbm kondensierte Wasserdämpfe gewann, die auch Schwefelwasserstoff, Chlorammonium, Aluminium- und Eisensulfat enthielten und in den Röhren, in denen sie sich niederschlugen, Schwefelkristalle zurückließen (S. 88 f.).

Heutzutage findet man an jener Stelle kaum noch irgendwelche Dämpfe. Im östlichsten Punkte des Kraters, im ziemlich stark zersetzten Tuff, nahe am Trachyt, ist jetzt die Hauptfumarole, genannt die Bocca della Solfatara. Dort befand sich bis zum Ende des vorigen Jahrhunderts eine ohne Zweifel künstliche Vertiefung, ein kurzer mannshoher rechtwinkliger Stollen, aus dem Gas und wässerige Dämpfe von weißer Farbe und sehr hoher Temperatur

[1]) Breislak, Campanie, S. 72.

[2]) S. de Luca, Sulle variazioni di livello dell' acqua termale in un pozzo della Solfatara di Pozzuoli (Atti R. Acc. di sc. fis. e mat., vol. IX, n. 3, Napoli 1882). Ricerche chimiche sull' allume ricavato dall' acqua termo-minerale della Solfatara (Rend. Acc. fis. X, Napoli 1871, S. 63). Sopra una nuova sorgente di acqua termo-minerale scoverta nella Solfatara di Pozzuoli (Rend. Acc. sc. fis. XIII, 1874, S. 175).

[3]) Guiscardi (Rend. della R. Acc. di Scienze, Napoli. aprile 1875, S. 62).

[4]) F. Bassani, Di una piccola bocca apertasi nel fondo della Solfatara (Rend. Acc. di Scienze, Napoli, Dicembre 1898).

[5]) Mercalli, Sul Vesuvio e nei Campi Flegrei (Appennino meridionale, anno II, n. 1 u. 2, marzo 1900).

[6]) Breislak, Campanie, S. 78, pl. V.

und Spannung entströmten, welche an der Decke des Stollens herauskamen, die übrigen Gase mit sich fortrissen und den Zugang denjenigen freiließen, die auf allen vieren hineinkrochen, um die verschiedensten Produkte der Fumarole zu sammeln. Ich habe gesagt, daß der Stollen künstlich war und vielleicht aus der römischen Zeit stammt, in anbetracht dessen, was darüber Plinius berichtet, daß man nämlich den Schwefel mittelst Stollen gewann.

Fig. 10. Bocca della Solfatara.

Zwischen Juli und November 1899 stürzte ein Teil der Wölbung des Stollens zusammen und verstopfte dabei die Bocca mit Schutt, durch welches der Dampf jedoch einen Ausweg fand. In einer der Ritzen konstatierte Mercalli[1]) am 2. November 1899 eine Temperatur von 122° und maß am gleichen Tage in einer der benachbarten kleinen Fumarolen 99°; er glaubt, daß die Erhöhung der Temperatur durch die Verstopfung der Hauptbocca hervorgebracht sei, da höchstwahrscheinlich sämtliche Fumarolen unterirdisch miteinander in Verbindung stehen.

Unbedeutendere Fumarolen zeigen sich auch im höheren Teile des Kraters gegen Agnano zu. Im westlichen Teile finden sich keine bemerkenswerten Phänomene, vielmehr finden sich, wie schon oben erwähnt, die ausgedehntesten und deutlichsten Spuren der Fumarolen im südöstlichen und östlichen Teile, weniger im nordöstlichen und nördlichen. In den Leucogäischen Hügeln befindet sich in einem der nördlichsten Tälchen, welche nach Agnano hinabgehen, die Thermalschwefelquelle der Pisciarelli, die vielleicht identisch ist mit der Araxesquelle des Plinius und zu Schwefelbädern benutzt wird[2]). Della Torre[3]) bestimmte in der Mitte des vorigen Jahrhunderts die Temperatur des Wassers zu 85°, Hamilton (S. 68, Anm. a) beobachtete ein Sinken der Temperatur bei starkem Regen, wobei sich wahrscheinlich die Ergiebigkeit der Quelle vergrößerte.

Aus diesen Beschreibungen geht hervor, daß diese Gegend heute keinen anderen Charakter trägt wie schon zur Zeit, als Pozzuoli römische Kolonie wurde.

Indem wir nun dazu übergehen, die Produkte der Fumarolen näher zu untersuchen, müssen wir unterscheiden: 1) die gasförmigen Stoffe, die größtenteils aus größeren Tiefen stammen; 2) die Stoffe, die die ersteren unterwegs unmittelbar oder durch vermittelnde Reaktionen aufnehmen, weiterschaffen und absetzen; 3) alle Produkte, welche sich an der Oberfläche durch Reaktion mit dem äußern Gestein bilden.

1. Breislak (S. 110), welcher 20 Tage hindurch ein Thermometer in 11 m Tiefe in der damals noch vorhandenen Bocca grande beobachtete, bemerkte, daß die Temperatur zwischen 75—78° R. schwankte. Die Temperatur anderer Fumarolen ist nach

---

[1]) G. Mercalli, Sul Ves. e nei Campi Flegrei.
[2]) Siehe die Zeichnung bei Hamilton, Campi Phlegraei, pl. 21.
[3]) Storia e fenomeni del Vesuvio, Napoli 1755, S. 114.

Deville[1]) 72—97,4°; dieser beobachtete, daß im Gegensatz zu dem Verhalten auf der Insel Volcano die Temperatur der schwefeligen Fumarolen mit Chlorammonium 88° beträgt, also geringer ist als die Temperatur 90—97° der schwefeligen mit Kohlensäure. Im allgemeinen nahm die Temperatur zu, je näher die Fumarolen der Bocca grande lagen[2]). Scacchi[3]) bemerkte in einigen 63°, in anderen 92°, Nasini[4]) im März 1897 in der Hauptbocca 130—132°, Mercalli im Jahre 1899 122°, in anderen 96, 98, 99°; ihr Dampf wurde benutzt, um die Alaunlösungen zu erhitzen und zu verdampfen. Ein bekanntes Experiment, das auch die Kustoden wiederholen, welche die Fremden herumführen, ist dieses: man nähert den Fumarolen eine Zigarre oder irgend einen brennenden Gegenstand, dann werden die Dämpfe sichtbar, und es bildet sich ein Rauchwölkchen. Bunsen bemerkte, daß der Schwefel, welcher mit Wasserdampf sich verflüchtet, diese Rauchwölkchen verursacht, sobald man sich ihm mit irgend einem brennenden Gegenstand nähert[5]). Piria[6]) beobachtete, daß, wenn man ein brennendes Schwefelholz einem Gemisch von feuchter Luft und Schwefelwasserstoff nähert, das aus einem Röhrchen kam, sich eine Wolke rund um das Streichholz bildete, daß der Schwefelwasserstoffgeruch durch den von Schwefeldioxyd ersetzt wurde, und daß sich Schwefel bildete und Wasserdampf, der sich kondensierte. In diesen Fällen und in denjenigen der Solfatara handelt es sich um ein rein physikalisch-chemisches Problem, nämlich um die schnelle Kondensation von Wasserdampf um mikroskopisch kleine Partikelchen Rauch, die von einem brennenden Körper ausgehen, vergleichbar dem atmosphärischen Staub bei der Bildung von Nebeln, wie Aitken, Tissandier und Aßmann gezeigt haben. Wenn es feucht und kalt ist, kondensieren sich die Dämpfe viel leichter oder werden wenigstens weniger schnell von der Luft verzehrt, sodaß die Exhalationen reichlicher und intensiver zu sein scheinen und von mehreren Punkten ausgehen; in dem Maße aber, als die Sonne sich am Horizont erhebt, verschwinden sie[7]). Die gasförmigen Produkte der Fumarolen sind von Breislak, Sainte-Claire Deville, De Luca[8]) und von Nasini untersucht worden. Sainte-Claire Deville fand in der Bocca der Solfatara außer dem reichlichen Wasserdampf 24,5 Proz. Schwefligsäureanhydrid, 14,5 Proz. Sauerstoff, 61 Proz. Stickstoff. In anderen fünf Fumarolen von geringerer Temperatur bemerkte er Sauerstoff, Stickstoff, 2,5—32,4 Proz. Kohlensäure und 0,8—52,5 Proz. Schwefelwasserstoff. Einige Fumarolen ergaben nur atmosphärische Luft und 7,28—8,02 Proz. Kohlensäure. De Luca 1871 und Nasini 1897 fanden in derselben Bocca 0,9—0,6 Proz. Schwefelwasserstoff, 99,0—98,43 Proz. Kohlensäure; Nasini fand auch 0,15 Proz. Sauerstoff und 0,82 Proz. Rückstand.

Scacchi beobachtete in den Jahren 1839/40, daß Kohlensäure in den Gruben zur Gewinnung des Alauns eine mehr als 1 m hohe Schicht bildete[9]).

Nasini[10]) fand zusammen mit Stickstoff freien Wasserstoff, Coronium, Argon, Helium und die Spektrallinien anderer neuer gasförmiger Elemente, die noch nicht bestimmt sind.

---

[1]) Im 10. Brief.
[2]) Sainte-Claire Deville, Sur les ém. volc. I Lettre, 1862.
[3]) Scacchi, Campania, S. 139.
[4]) R. Nasini, Anderlini e Salvadori, Ricerche sulle emanazioni terrestri italiane (Mem. Acc. Lincei 1904, Ser. V, Vol. V, S. 29).
[5]) Roth, Vesuv, S. 504.
[6]) Scacchi, Campania, S. 137. — Piria, Annales de chimie et de physique. Ser. 2, tome 74, S. 331.
[7]) Breislak, a. a. O. S. 113.
[8]) L. De Luca, Sulla composizione dei gas che svolgonsi dalle fumarole della Solfatara di Pozzuoli. (Rend. Acc. Sc. fis. Napoli 1871, S. 181, 211.)
[9]) Campanie, a. a. O. S. 131.
[10]) R. Nasini, F. Anderlini, R. Salvadori, Sulla probabile presenza del Coronio e di nuovi elementi nei gas della Solfatara di Pozzuoli e del Vesuvio. (Att. R. Ist. Veneto, Vol. IX, 1898, S. 1371; Rend. Acc. Linc. ser. V, 1898, Vol. VII, S. 73.)

In der Menge und der Spannung der Dämpfe und der Gase kommen Unterschiede je nach der Menge der atmosphärischen Niederschläge vor. Deville beobachtete, daß von den Gasen einer Fumarole in einer halben Stunde 9,3—28,2 Proz. in Kalilauge absorbiert wurden, und daß die Mengen und Mischungsversältnisse dieser Gase niemals konstant sind[1]). Einige Fumarolen in der Nähe der großen Bocca enthalten bald eine beträchtliche Menge von Kohlensäure und Schwefeldioxyd, bald enthalten sie davon gar nichts[2]).

Als am 9. und 10. Februar 1862 Sainte-Claire Deville teilweise in die große Bocca eindringen konnte, was früher nicht möglich gewesen war, waren die Öffnungen der kleinen Solfatara weniger tätig, wohl infolge geringerer atmosphärischer Niederschläge. Er glaubt, daß die Menge der tätigen Gase im Juli 1856 größer gewesen sei als zu anderen Zeiten[3]). Die Zunahme der Fumarolen ist von der Tätigkeit des Vesuvs gänzlich unabhängig[4]).

Reine Schwefeldämpfe sind nicht beachtet worden, und bei der Anwesenheit von Wasserdampf und Sauerstoff von hoher Temperatur könnten sie gar nicht aus tiefen Regionen hervorkommen; aber die Kristallisationen des Schwefels sind an der Oberfläche überall sehr häufig, und zu allen Zeiten war, auch nach den Erzählungen des Plinius, ihre Bildung durch die Öffnung von Stollen erleichtert, daher ist auch die große Bocca sicher nur ein Stollen, um Schwefel zu gewinnen. Bunsen hat durch Experimente festgestellt, daß bei sehr hoher Temperatur aus Schwefelverbindungen eine Entwicklung von Schwefeligsäureanhydrid stattfindet, wie bei der Bocca der Solfatara und auf Volcano; bei niedrigerer Temperatur wirken die Verbindungen der Metalle und vielleicht auch der Alkalien und der Erden mit Schwefel auf Wasserdampf und erzeugen Schwefelwasserstoff, wie in den weniger heißen Fumarolen der Solfatara, in den äußerlichen Fumarolen von Volcano im April 1900, in den Borsäure-Soffionen und in den Putizzen von Toskana und anderswo. Die Unterschiede in diesen Orten rühren von der verschiedenen Temperatur der Stelle her, wo die Gasquellen herausströmen. Die Bildung des Schwefels um die Bocca der Solfatara und um die Fumarolen herum kann hauptsächlich durch die Unverträglichkeit des Schwefligsäureanhydrides mit Schwefelwasserstoff verursacht sein, welche zusammengebracht Schwefel und Wasser hervorbringen, wie auch durch die Dissoziation des Schwefelwasserstoffes durch die hohe Temperatur des erstarrenden Bodens oder durch Oxydation des Schwefelwasserstoffs selbst. Das würde das Fehlen des Geruches nach Schwefelwassserstoff erklären; in den vier- bis fünfmal, die ich im Sommer 1896 in die Nachbarschaft der Solfatara gekommen bin, habe ich wenigstens nichts davon gemerkt, obwohl ich stets den Geruch der schwefeligen Säure wahrgenommen habe. Es ist wahrscheinlich, daß selenige Säure oder Selenwasserstoff die Ursache der Spuren von Selen sind, die ich in der Bocca der Solfatara mit dem Schwefel angetroffen habe. Nie oder nur sehr selten hat man Flammen beobachtet.

2. Nur die Krater tätiger Vulkane und die Stollen einiger alten Bergwerke sind so reich an Kristallisationen und Inkrustationen von Salzen, wie die Höhlungen des Bodens der Solfatara. Unter den Substanzen, die von den Gasen und Dämpfen um die Fumarolen herum abgesetzt und von Scacchi und von anderen untersucht sind, muß man diejenigen, die aus Gasen und aus wahrscheinlich vom Wasserdampfe unabhängigen Sublimationen entstanden sind, unterscheiden von denjenigen, die vom Wasserdampf selbst

---

[1]) Cinq lettres (C. R. Ac. I. Sc. 28, juillet, 1856).

[2]) Sainte-Claire Deville et F. Leblanc, Mémoire sur la composition chimique des gaz rejetés par les évents volcaniques de l'Italie méridionale. (Acc. des sciences, t. XVI, Paris 1859, S. 27).

[3]) Sur les émissions volc.; lettre première, 10 mars, 1862.

[4]) Breislak, Campanie, S. 71; Scacchi, Campania, S. 137.

verursacht wurden. Zu den ersteren gehören Schwefel, Eisen und Spuren von Selen, vielleicht Phosphor, Kupferchlorüre[1]), Arsensulfide[2]) (Realgar, Auripigment[3])). Phipson[4]) fand im Schwefel 87,60 Proz. reinen Schwefel, 11,162 Proz. Arsen, 0,264 Proz. Selen. Dieselben Mineralien begleiten den Schwefel des Pico de Orizaba, des Ätna, des Vesuvs und des Kilauea. Auripigment und Realgar fanden sich auch in der Solfatara von Guadeloupe. Unter den mit dem Wasserdampf emporgekommenen Stoffen fanden sich Borsäure und Chlorammonium mit Spuren von Sulfaten[5]), das schon seit Jahrhunderten fleißig gesammelt wurde, wobei man seine Bildung dadurch beschleunigte, daß man, wie beim Gewinnen von Schwefel die Fumarolen mit Scherben und Ziegeln bedeckte, um die Oberfläche für die Kondensationen und Ablagerungen zu vergrößern. In der Mitte des 19. Jahrhunderts wurden jährlich zwei Zentner Salmiak und 273[6]), später auch 600[7]) Zentner Schwefel gesammelt. Davon, wie von allen Erzeugnissen der Solfatara, mußte der Zehnte an den Bischof von Pozzuoli bezahlt werden[8]). Breislak, der die Dämpfe der großen Bocca, die damals noch recht tätig war, in Terrakottaröhren sammelte, fand in 14 Tagen eine 7—9 mm hohe Kruste von Chlorammonium[9]). In dem Kondensationswasser der Dämpfe fand er Sulfate von Aluminium und Eisen. Wenn man sorgfältig die Produkte der Fumarolen und die Salze in den Kondensationswassern analysieren wollte, so würde man sicher noch andere Stoffe in kleineren Quantitäten erhalten. Die Stoffe sind mit denjenigen der Fossa des Vulcano identisch und beweisen so die identische Natur beider Krater. Abgesehen von Selen sind Arsensulfide und Schwefeldioxyd auch Produkte der Borsäuresoffionen von Toskana.

Die Stoffe, die der Wasserdampf direkt oder mit Hilfe anderer Gase auflöst, findet er meist auf seinem Wege und nicht tief unter der Oberfläche. Die Borsäure, die, wenn auch nur in geringen Mengen, sich in allen vulkanischen Gesteinen findet und eine sehr flüchtige Substanz darstellt, kann leicht aus den in der Tiefe liegenden Trachyten durch Wasserdampf in Verbindung mit Kohlensäure aufgenommen werden. Viele, wahrscheinlich alle Thermalquellen dieser Gegend enthalten davon Spuren, wie sie auch andere Produkte enthalten, die im Wasserdampf der Fumarolen vorkommen. Wahrscheinlich bildet sich der Dampf dieser Fumarolen auf Kosten des atmosphärischen Wassers, welches anderswo, indem es dabei weniger warme oder mehr oberflächliche Schichten durchläuft, in den benachbarten Thermen zum Vorschein kommt. Es überwiegt aber in den benachbarten Thermalquellen vor anderen Salzen Chlornatrium, das in den Fumarolen fehlt, während nur Spuren von Chlorammonium vorkommen. Das beweist, daß in die Thermen durch Filtration Seewasser eindringt, und daß das Gemisch vermöge seines geringen spezifischen Gewichts mit dem Süßwasser in die Höhe bis zur Basis der Therme aufsteigt, oder, wie das auch vielfach vorkommt, von der Spannung der Dämpfe gedrängt über das Niveau des Meeres hinausquillt. Umgekehrt kommt in dem Wasser, welches den Fumarolen den Dampf liefert, die in Rede stehende Mischung nicht vor. Allerdings kommt im Seewasser Ammoniak[10]) vor, das von den Dämpfen der Solfatara mitgeschleppt werden könnte,

[1]) C. Sainte-Claire Deville, Dixième lettre, Les phén. érupt. de l'Italie méridionale. (C. R. de l'Ac. des sciences 20. Oct. 1856, S. 746.)
[2]) Idem, première lettre 1862.
[3]) Kenngott, Jahrbuch für Mineralogie 1870, S. 537. S. De Luca, Ricerche analitiche sopra talune produzioni stalammitiche della Solfatara di Pozzuoli. (Rend. Acc. Sc. fis. Napoli, Anno XIII, 1874, S. 115.)
[4]) Kopp und Will, Jahresbericht der Chemie 1862, S. 57.
[5]) M. Mercati, Metall., S. 30. Romae 1717. — Breislak a. a. O. S. 79.
[6]) Hamilton, Campi Phlegraei. Pl. XXV und LIII.
[7]) Payan, Notice sur quelques volcans de l'Italie mérid. (Soc. de stat. du dép. de la Drome, Tome III, 1842).
[8]) Capaccio, La vera antichità di Pozzuolo, S. 106.
[9]) Campanie, S. 79.
[10]) Forchhammer, On the composition of sea-water in the different parts of the ocean. (Philos. transact. of the Roy. Soc. vol. 155, S. 208.) — Walther und Schirlitz, Studien zur Geologie des Golfes von Neapel. (Zeitschr. der deutschen Geol. Ges., Bd XXXVIII, S. 332.)

dann müßte aber außer Ammoniak auch noch Chlornatrium reichlich vorkommen, das jedoch fehlt. Die ammoniakalischen Dämpfe, aus denen sich hier und auf Volcano das Chlorid und Sulfat bilden, können daher aus mehr oder weniger tiefen Regionen herstammen, während der Wasserdampf auch von mehr oberflächlichen Stellen herrühren könnte. Erdmann[1]) fand, daß Stickstoff in einer chemischen Verbindung in gewissen alten Gesteinen vorkommt, und daß er durch die Einwirkung des Wassers, der Säuren und alkalischen Basen Ammoniak bildet. Warrington[2]) kommt durch ähnliche Erscheinungen beim Volcano zu der Ansicht, daß in der Tiefe Anhäufungen von Stickstoffverbindungen von Bor existieren, welche von Wasserdampf zersetzt Borsäure und Ammoniak liefern, das sich dann mit Chlorwasserstoffsäure verbände. Solche Verbindungen hat man bis jetzt in der Natur noch nicht beobachtet; überdies ist die Menge der Borsäure der Solfatara im Vergleich zum Ammoniak zu gering.

3. Um alle Fumarolen herum und in dem ganzen Gebiet, das jemals von solchen durchsetzt war, kommen auch einige andere Produkte vor. Die Wasserdämpfe und die Kohlensäure rufen, indem sie den Magnetit und den Pyroxen verändern, kleine Quantitäten Eisenhydroxyd hervor, das sich überall in der Solfatara und in den Leucogäischen Hügeln findet. Die größte Tätigkeit aber üben die schwefeligen Gase aus. Das Schwefeldioxyd absorbiert bei der Berührung mit der Luft Sauerstoff und verwandelt sich in Schwefelsäure; dieselbe Umsetzung erfährt auch der Schwefelwasserstoff in feuchter und warmer Luft. Die so erzeugte Schwefelsäure reagiert auf Chlorammonium und auf die Basen der Feldspate, der Pyroxene und der weniger reichlichen Gemengteile der Trachyte und Tuffe. Beim Beschreiben der Dünnschliffe des Gesteins habe ich schon einige wenig bekannte schwerer lösliche Salze erwähnt. Nach der Theorie und nach den Experimenten von Schmidt[3]) werden die Gemengteile eines vulkanischen Gesteins, welches Exhalationen schwefeliger Säure ausgesetzt ist, zersetzt je nach der Löslichkeit der Sulfate der respektiven Basen. In der Löslichkeit folgen sich unter den hauptsächlichsten Bestandteilen eines trachytischen Gesteins oder Tuffes: MgO, Fe_2O_3, CaO, Na_2O, Al_2O, K_2O, SiO_2. Die Sulfate haben teilweise infolge ihrer leichten Löslichkeit oder Zersetzbarkeit wenig Bestand, teilweise häufen sie sich auf dem Boden an. Damit stimmen größtenteils die Beobachtungen überein, welche man aus der mikroskopischen Untersuchung der Gesteine der Solfatara ziehen kann. Einige Ausnahmen scheinen von der verschiedenen Durchlässigkeit der Bestandteile und ihrer verschiedenen Zugänglichkeit für Wasser und pneumatolytische Vorgänge herzurühren. Das Eisen des Magnetits und der gefärbten Bestandteile gehört zu den ersten Elementen, welche sich verändern, das zeigt sich an der allmählichen Entfärbung der Biotite, der Amphibole und der Pyroxene. Aber der Magnetit bleibt teilweise erhalten, auch wenn die Zerstörung der anderen Gemengteile schon weit fortgeschritten ist. Es zerfallen dann die Verbindungen von Calcium und Natrium in den Plagioklasen, darauf diejenigen des Kalium in den Sanidinen und schließlich auch die Tonerde, bis nur die reine Kieselerde übrig bleibt. Als Resultat der verschiedenen Zersetzungen entsteht eine Anzahl Sulfate, die von Breislak[4]) und besonders von Scacchi[5]) untersucht sind, nämlich nacheinander

[1]) H. Erdmann, Über das Vorkommen von Ammoniakstickstoff in Eruptivgesteinen. (Deutsche chemische Ges., Bd XXIX, 1896, S. 1718.)

[2]) Chemische Zeitung 1854, S. 119.

[3]) W. B. Schmidt, Mineralogische und petrogr. Mitteilungen. Herausgeg. von Tschermak, Bd IV, 1882.

[4]) Essai minéralogique sur la solfatare de Pouzzole, S. 155, 156. Naples 1792. — Campanie. — S. De Luca, Ricerche chimiche sopra una produzione della Solfatara di Pozzuoli (Rend. Acc. Sc. Fis., p. 218. Napoli, Anno X, 1871). — Ricerche analitiche sopra talune produzioni stalammitiche della Solfatara di Pozzuoli (Ibidem, S. 35. Anno XII, 1873). — Ricerche chimiche sopra una produzione stalattitica della Solfatara di Pozzuoli (Ibidem, S. 114). — Ricerche sperimentali sulla Solfatara di Pozzuoli, Napoli 1882.

[5]) Scacchi, Campania, S. 135, 318ff.

Ammoniumsulfat (Mascagnin), Magnesiumsulfat (Epsomit) in zarten Ausblühungen, Eisensulfat (Coquimbit, Voltait[1]) etc.) in allen möglichen Varietäten, Natronsulfat (Glauberit und vielleicht Glaserit) und vor dem Glauberit Calciumsulfat, nach ihm das wasserhaltige Doppelsulfat von Eisen und Aluminium (Halotrichit), Natrium-, Ammonium- und Kaliumalaun. Da das Aluminium, zusammen mit Kalium und Natrium, nach dem Silicium das verbreiteste Element der Gegend ist, indem es in den Feldspaten und den Gläsern vorkommt, so sind auch die tonerdehaltigen Sulfate unter den Produkten der Zersetzung die häufigsten. Sie wurden seit den ältesten Zeiten gesammelt, in großen Bleikesseln gelöst und dann nach der Verdampfung durch die Hitze der natürlichen Dämpfe wieder in reinem Zustand erhalten. Um das Jahr 1770 wurden jährlich 37 Zentner Alaun gewonnen[2]), früher aber war diese Fabrikation noch weit lebhafter, denn Alaun wurde auch aus den Leucogäischen Hügeln extrahiert. Eine Alaungewinnung in Öfen fand gegen den Lago d'Agnano hin von 1248 bis zum Ende des 15. Jahrhunderts statt; Breislak fand Spuren davon am Monte Secco oberhalb der Pisciarelli. Die Einkünfte von diesen Öfen, wie auch Cestari[3]) bezeugt, gehörten dem Hospital Santa Marta in Neapel[4]).

Andere Reaktionen der schwefeligen Säure oder der Schwefel- und Chlorammoniumdämpfe auf das Eisenoxyd, das durch allmähliche Veränderungen oder durch Reduktionen mit Hilfe organischer Substanzen entstanden war, brachten die von Breislak[5]) erwähnten Spuren von Schwefel- und Schwefelarseneisen (Pyrit und Arsenkies) hervor. Derselbe Autor erwähnt (S. 103), daß in einigen Höhlungen sich tonige Stalaktiten befänden, die, wie die Wände der Höhlung, mit einer sehr dünnen Schicht von Pyrit bedeckt seien. Nachdem er in einer Vertiefung, in die die Dämpfe der Fumarolen eindrangen, einen Holzzylinder aufgehängt hatte, fand er ihn nach 20 Tagen mit Pyrit bedeckt, der sich vielleicht gerade durch Reduktion der von den Dämpfen mechanisch mitgeführten Eisensulfate durch die organische Masse gebildet hatte. Durch die Auslaugung des Eisens, welche von Anfang an stattgefunden hatte, hat das Gestein eine weiße Farbe bekommen, es wurde immer reicher an Tonerde und Kieselerde und dadurch weniger zersetzbar, bis schließlich in der Hauptsache eine erdige Kieselmasse übrigblieb, die zerreiblich, sehr fein und gelblichgrau, meist aber weiß ist. Diese Masse, die lange für Gips oder Kaolin gehalten, dann sehr uneigentlich Kieselhydrat genannt wurde, ist eine Polykieselsäure chemischer Herkunft; an Ort und Stelle nennt man sie »bianchetto« und gewinnt sie, um daraus Stuck zu machen oder um sie zum Weißen zu benutzen. Es ist das dieselbe Substanz, von der schon Plinius sagt, daß sie mit Spelz vermengt werde.

Morawski und Shinnerer[6]) haben sie mit folgendem Resultat analysiert: SiO_2 90,19 Proz., Al_2O_3 1,84 Proz., CaO 0,62 Proz., Alkali 0,40 Proz., Wasser und organische Substanzen 4,19 Proz., Spuren von Eisen. Dieser »bianchetto« wurde schon von Mattirolo[7]) ganz richtig mit einem von Fumarolen zersetzten Trachyt von Lipari verglichen, denn nach der chemischen Analyse stimmte dieser mit dem »bianchetto« von Pozzuoli völlig überein. Diese vollständige Umwandlung des vulkanischen Gesteins in Kieselsäure ist in hohem Maße der Tätigkeit der Solfataren und der Fumarolen eigentümlich. Hatch und Renard haben

---

[1]) A. Scacchi, Antologia di scienze naturali, S. 67. Napoli 1841.

[2]) Hamilton, Campi Phlegraei, Pl. XXV, Explication.

[3]) G. Cestari, Anecdotti istorici sulle alumiere delli monti Leucogei. Napoli 1790.

[4]) Capaccio, La v. ant. di Pozzuolo, S. 108.

[5]) Breislak, Campanie, S. 93.

[6]) Verh. der k. k. geologischen Reichsanstalt 1872, S. 161. — S. De Luca, Ricerche analitiche sopra quattro diverse terre della Solfatara di Pozzuoli (Rend. Acc. Sc. fis., S. 130. Napoli, anno XII, 1873). — Ricerche chimiche sulla terra della Solfatara di Pozzuoli (Ibidem, S. 17). — Sulla presenza del litio nelle terre e nelle acque della Solfatara di Pozzuoli (Rend. Acc. Sc. fis., S. 143, anno XIV, 1875).

[7]) E. Cortese und V. Sabatini, Descrizione geol. petrograf. delle Isole Eolie (Mem. descritt. d. carta geol. d'Italia, S. 42. Roma 1892).

sie bei den Andesiten Südamerikas und des indischen Archipels, Küch bei denjenigen von Columbia beobachtet und führen sie auf Fumarolen zurück. Die Kieselsäure wird durch heißes Wasser in sehr geringer Menge aufgelöst, es dringt in die Gesteine ein, und es scheiden sich darin hier und da wieder kieselige Konkretionen aus[1]).

Die Veränderung ging natürlich nicht gleichmäßig vor sich, sondern richtete sich nach dem Wege, den die Schwefeldämpfe nahmen. Die Masse der Trachyte, der Breccien und der Tuffe im N, O und SO der Solfatara und auf den Leucogäischen Hügeln wurde weniger verändert als in der Mitte und in der Tiefe des Kraters, wo die Veränderung eine allgemeinere war. An manchen Punkten wurde das Gestein fast gar nicht, an vielen anderen an Spalten, in Höhlungen und in unregelmäßigen Partien durch und durch verändert. Im allgemeinen ist die Veränderung in den von der Oberfläche entfernteren Teilen geringer, weil dort die zur Oxydation der schwefeligen Säure nötige Luft fehlte, wie das schon Breislak beobachtet hat[2]).

Es folgt aus alledem, daß der Krater der Solfatara ein Explosionskrater ist. Eine kleine Explosion erfolgte wieder im Jahre 1198, und der letzte Rest davon und zugleich der Beweis für die vorangegangenen Ereignisse sind die Dämpfe und die hochgespannten Gase, welche beständig im Krater aufsteigen. Ein Tunnel der cumanischen Eisenbahn längs dem Ufer der Bagnoli durchschneidet die Abhänge des Monte Olibano in einer Entfernung von 1 km vom zentralen Teile des Kraters der Solfatara; die Temperatur stieg bei dem Baue desselben auf ungefähr 50°, so daß man Ventilation durch seitliche Durchbrüche und durch Schächte einrichten mußte[3]).

Die Phänomene, welche das Auftreten der schwefeligen Säure begleiten, lassen dauernde Spuren zurück. Jetzt ist unter den Phlegräischen Vulkanen die Solfatara nicht nur der einzige Vulkan, in dem sich dort jene Phänomene abspielen, sondern sie ist auch der einzige, in welchem dies auch früher geschehen ist. Dieser der Solfatara eigenartige Charakter, der aber durch die besondere Beschaffenheit des Untergrundes bedingt ist, kann sicher nicht seinen Ursprung von der Natur der unterhalb befindlichen trachytischen Gesteine haben, da diese dieselben sind wie in der ganzen Gegend und in ihnen Schwefel nicht in solcher Masse vorkommt, um bemerkenswerte Emanationen der schwefeligen Gase hervorzurufen. Daher ist der Ursprung derselben viel tiefer anzunehmen und von Sedimentärgesteinen abzuleiten, aus denen weithin der Untergrund besteht, von denen in den Phlegräischen Vulkanen kaum eine Spur zu Tage gefördert wurde, oder aus noch tieferen Stellen der Erde. Jedenfalls ist die Beschränkung von Schwefelemanationen auf den Krater der Solfatara eine bemerkenswerte Tatsache gegenüber der Gleichförmigkeit der anderen festen Produkte aller Vulkane der Phlegräischen Felder.

Um die Solfatara herum wie überhaupt fast überall in den Phlegräischen Feldern ist der Boden in geringer Tiefe noch warm, besonders am Meere entlang. Diesen Umstand benutzt man seit alter Zeit, um in dem Sande in der Höhe des Meeres kleine Sammelgruben (puteoli) auszugraben, welche nach Strabo dem Orte den Namen gegeben haben, um das in unterirdischen Adern fließende Süßwasser[4]), welches in Meereshöhe ausströmt, zu sammeln zugleich mit dem Meerwasser, das durch den Sand sickert, und es zu warmen Bädern zu benutzen. So macht man es noch heutigentags auf den Liparischen Inseln. Die ganze Küste zwischen Bagnoli und Pozzuoli besitzt eine Reihe von Badeanstalten, die in Meereshöhe liegen und das salzhaltige Wasser benutzen, das aus einer Mischung von Meerwasser

[1]) Thompson-Breislak, Campanie, S. 102.
[2]) H. Breislak, Essais min., S. 114.
[3]) Johnston Lavis, Rep. of the Committee, 1888. L. Dell'Erba, L'Andesite di Posillipo, S. 1.
[4]) Daubrée, Eaux souterraines, II, S. 196.

mit Süßwasser besteht. Das Mischungsverhältnis richtet sich natürlich nach der Quantität der atmosphärischen Niederschläge. Die Wasser haben eine Temperatur von 50° C. oder etwas mehr, sind reich an freier Kohlensäure, bis zu 223 Liter und mehr im Kubikmeter, und enthalten Bestandteile, die von den vulkanischen Gesteinen und vielleicht auch von tieferen Regionen, größtenteils aber von der Oberfläche herrühren. Chloride kommen am reichlichsten vor; von 9,5 g fester Substanz sind ca 6 Chloride und unter diesen 4,2 g Chlornatrium[1]). Da die Fumarolen der Solfatara Chlornatrium nicht enthalten, so muß dieses einen anderen Ursprung haben. Wahrscheinlich waren »die Thermen«, nämlich der sog. Tempel des Serapis, ursprünglich als Wassergruben unterhalb des Spiegels des Meeres gebaut, von dem sie durch teilweise tonige undurchdringliche Schichten, welche den Strand bildeten, getrennt waren.

III. Montagna Spaccata. Campana und Pisano. Senga.

Schlackeneruption der Montagna Spaccata.

Wo die Campanische Straße, nachdem sie die Campanische Ebene verlassen hat, zur Ebene von Quarto abbiegt, tritt sie zwischen enge Wände eines Hügels ein in einen Einschnitt, der in den römischen Zeiten vertieft wurde; daher der Name Montagna Spaccata »geborstener Berg«. Die Gesteinsbänke fallen von S nach N, d. h. nach der Ebene von Quarto, unter einem Winkel von 15° ein. Deecke[2]) gibt ein Profil dieser Stelle. An der Basis, von der Campanischen Ebene her, ungefähr 110 m ü. d. M. bemerkt man 10 m gelben Tuff mit Bimssteinfragmenten, der bisweilen pisolithisch und identisch mit dem von Campiglione ist, welcher die Basis der Eruption des Fondo Riccio bildete. Darauf folgen:

1. gelblicher Tuff mit wenigen Fragmenten von Schlacken, 3 m.
2. rote und meist schwarze Schlacken, welche zum Bekiesen der Straße dienen, 6 m.

Die Bank ist gleichsam in groben parallelen Zonen zerteilt; in der oberen Hälfte sind die Schlacken dunkler, während sie nach unten zu heller werden und zuweilen gerötet sind, was weiter oben nicht der Fall ist. Sie tragen den gewöhnlichen Charakter, doch treten die mit bloßem Auge sichtbaren Feldspate nur klein und sparsam auf, häufiger aber auch klein sind Kristalle von Augit. Unter dem Mikroskop erscheinen die kleinen Kristalle häufiger; es sind das meist Plagioklase, von denen 7—8 in der Zone (001):(010) Auslöschungswinkel über 38° besitzen, und die deshalb als Anorthit anzusprechen sind. Weit seltener kommt der Sanidin in Mikrolithen und in großen Kristallen vor, noch seltener Augit als ältere Ausscheidung, während er in Form von Mikrolithen fast fehlt.

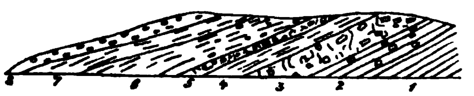


Fig. 11. An der Montagna Spaccata. 1 : 2000.
1. Gelber Tuff; 2. gelber Tuff mit einigen Schlacken; 3. rote und schwarze Schlacken mit Stücken von hellgrauem Tuff; 4. grauer gelblicher Tuff; 5. schwarze Schlacken und Bimsstein; 6. grauer Tuff und Bimsstein; 7. grauer Tuff; 8. Bimsstein.

Selten kommt Magnetit, noch seltener Hornblende vor, zuweilen einige Kristalle von Biotit. Weißer oder bläulicher Sodalith, auch Hauyn mit den charakteristischen schwarzen Einschlüssen kommen zwar sehr selten vor, aber ich habe sie doch gesehen. Die überwiegend glasige Grundmasse ist umgewandelt und ganz und gar durchsetzt von ellipsoidischen Blasen mit fluidaler Anordnung; sie ist undurchsichtig, rötlich oder dunkelgelb durch Zersetzung der Opacite in Hämatit oder in Limonit und durch Änderung des Glases und der kleinen Mikrolithen, von denen hier und da einige ein wenig intakt geblieben sind.

---

[1]) Die Analysen (vom Jahre 1866) rühren von Jannuario, Punzo, Reale, Vetere und Zinno her.

[2]) W. Deecke, Fossa Lupara, ein Krater in den Phlegräischen Feldern bei Neapel (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1888, S. 166).

3. Graugelblicher Tuff, 2 m;
4. eine Bank von Bimssteinen und schwarzen Schlacken, 1 m;
5. grauer Tuff mit Bimssteinen, 6 m;
6. grauer Tuff, 2½ m;
7. grauer Tuff mit Puzzolan und Bänken von kleinen Bimssteinen.

Im W der Montagna Spaccata setzen sich die schwarzen, überwiegend aber die roten Schlacken fort, indem sie eine deutlich unterscheidbare Bank von regelmäßiger Mächtigkeit bilden, die nur zuweilen in dem höheren Teile der steilen Umwallung, der im NW die Ebene von Campana abschließt, bis zum tiefen Tale des Melo unterbrochen ist, welches nach der Gegend S von der Meierei von Corvara abfällt, wo sie mit einer Mächtigkeit von weniger als 3 m endigen. Sie tragen denselben Charakter wie die Schlacken des Fondo Riccio, die wir später untersuchen werden, und lagern immer auf demselben gelben pisolitischen Tuff, der die äußeren Abhänge des Tuffkraters von Campiglione bildet. Aus gelbem Tuff und nicht mehr aus Schlacken, wie man es auf einigen Karten sieht, aber schon z. B. von Günther[1]) verbessert ist, besteht das ganze Tal des Melo. Eine höchstens 30 m mächtige Schicht von grauem Tuff mit kleinen weißlichen, grauen oder schwarzen Bimssteinen und mit kleinen Fragmenten von schwarzem Trachyt lagert gewöhnlich auf den Schlacken.

Östlich von diesem Tale und südöstlich von der Montagna Spaccata erhebt sich, ungefähr 15 m hoch, ganz vereinzelt in der Campanischen Ebene der Hügel von Crisci, der aus einem sehr feinen grauen Tuff besteht von demselben Charakter wie die der höchsten Schichten der Montagna (5, 6, 7) und leicht von S nach N geneigt ist. Darin eingestreut finden sich zahlreiche graue Bimssteine, schwarze Schlacken und Fragmente von dichten, schwarzen Sanidintrachyten, ähnlich denjenigen der Fossa Lupara, häufiger am unteren Teile und nahe dem Gipfel, weniger in der Mitte. Auf der Nordseite, d. h. nach der Montagna Spaccata und der Fossa Lupara hin sind die Bimssteine im Tuff größer. An der Oberfläche sieht man grobe, bis 6 cbdm große Stücke von schwarzem Trachyt, die sicher von der Fossa Lupara herrühren, weil sie nach mikroskopischer Untersuchung mit den Trachyten jener identisch sind; im Tuff habe ich sie von solchen Dimensionen nicht gesehen. Die größeren Fragmente sind bei der Verbesserung des Erdreichs hier und da aufgehäuft.

Östlich von der Montagna Spaccata hören entsprechend der Neigung der Bänke die Schlacken sofort unter dem mächtigen Mantel der grauen Tuffe auf, welche den inneren Teil des Hügels der Torre Poerio und den ganzen Umkreis der Ebene von Pisano bilden, unter einer oberflächlichen Bedeckung, die, im unteren Hange ausgedehnter, aus Materialien besteht, die von dem Ausbruch der Fossa Lupara herrühren.

Der Tuff im Umkreis der Ebene von Pisano, der stets grau ist, bildet auf der Nordseite eine Antiklinale von sehr unbedeutender Neigung. Dies sieht man an dem tiefen Einschnitt der Montagna Varapecore, die derjenigen der Montagna Spaccata parallel ist, und durch welche man von der Ebene von Pisano nach derjenigen von Quarto gelangt. Auf der Montagna Varapecore sieht man im Tuff nur kleine und wenige Schlacken, besonders auf dem höchsten Teile des Hügels, während ein wenig häufiger feine dünne Schichten von Bimssteinen vorkommen. Auf dem Südabhang kommen große Bimssteine und wenige schwarze Schlacken vor, die sicherlich von der Fossa Lupara herrühren und einige Bänke mit einem Einfallen von 12° nach S bilden; sie bedecken ziemlich unregelmäßig den grauen Tuff der tiefsten Hänge.

Der graue, sehr feine Tuff, aus dem der Hügel auf der Ostseite besteht, der, wenn man von der Meierei Romano hinabsteigt, die Ebene von Pacifico von derjenigen von

[1]) Günther, The Phlegraean Fields (Geogr. Journ., Bd. X, 1897, S. 435).

Pianura längs des Hohlwegs von Cancello trennt, fällt gegen erstere, nach W, unter einem Winkel von 6° ein. An verschiedenen Stellen kommen mehr oder weniger mächtige Schichten von Bimssteinen von der Größe einer Haselnuß, aber auch von 2—3 dm, und von seltenen schwarzen Schlacken vor. Südlich von der Ebene von Pisano und der Fossa Lupara befinden sich die letzten Abhänge des Kraters von Astroni und der graue Tuffhügel der Meierei Pacifico, der gleichsam der Bindestrich zwischen den erwähnten Hügeln und dem isolierten Hügel von Crisci ist.

Wenn man die Natur der Gesteine und ihre Verteilung im Umkreis der Ebenen von Campana und Pisano vom Tale des Melo bis zur Montagna Spaccata und Varapecore, bei Cancello, Pacifico, Crisci prüft, so leuchtet die Existenz wenigstens eines vulkanischen Kraters ein, der sicher vor dem Ausbruch der Fossa Lupara bestand und sich über dem gelben Tuff erhob, dessen ältere Produkte die Schlacken des Tales von Melo und des Montagna Spaccata waren, welche sich wahrscheinlich überall im Untergrund der Umgebung fortsetzen. Schon Breislak[1]) setzt voraus, daß der Hügel von Crisci der letzte Rest der Ausbrüche und Explosionen sei, welche in der Campanischen Ebene stattgefunden haben. Die nachfolgenden Explosionen und die Denudation haben ihn heute isoliert.

Auch Deecke war schon der Ansicht, daß die Schlacken der Montagna Spaccata von einem besonderen Ausbruch herrührten. Die Ansicht Roths, daß die Schlacken von dem Ausbruch des Monte Nuovo herrührten, ist jedenfalls unrichtig, weil diejenigen des Monte Nuovo einen ganz anderen Charakter tragen; auch kann man sie nicht mit der Fossa Lupara in Verbindung bringen, welche viel jünger ist, und deren unveränderte Schlacken, die reich an Sphärolithen sind, auf den Abhängen der Abstürze der Montagna Spaccata vorkommen. Der Ausbruch geschah bedeutend später als der des Campiglione, aber er muß doch früher als der des Fondo Riccio gewesen sein, von dem er ohne Zweifel durch einen langen Zeitraum getrennt ist, da er von mächtigeren Schichten verschiedener Tuffe bedeckt ist.

Anfangs zeigte der Ausbruch denselben Charakter wie die schlackenführenden Krater der Fossa Lupara, von Astroni, von Fondo Riccio, aber später erzeugte er vorwaltend Tuffe, und sein Mittelpunkt dürfte etwas mehr östlich von der Linie liegen, welche die Montagna Spaccata mit Crisci verbindet. Der zentrale Teil des vulkanischen Apparats existiert nicht mehr; wahrscheinlich haben wir ein Beispiel einer Explosion vor uns oder einer Reihe von Explosionen von nicht hohem Alter, die aber jedenfalls älter sind, als die der Fossa Lupara oder Senga, der Astroni und des Cigliano, welche größtenteils den vorher existierenden Vulkan zum Verschwinden brachten und die Bildung der Ebenen von Campana und Pisano verursachten.

Die Explosionen von Campana und Pisano.

Die beiden Ebenen von Campana und Pisano sind voneinander durch den Schlackenvulkan der Fossa Lupara oder der Senga getrennt und bildeten vor dessen Existenz eine einzige Ebene, deren Regelmäßigkeit vielleicht nur durch den Hügel der Meierei Pacifico unterbrochen wurde. Die südliche Seite der Ebene von Pisano und die östliche der Ebene von Campana werden von den äußeren Abhängen des Explosionskraters der Astroni begrenzt, der sicher späteren Ursprungs ist als die benachbarten Ebenen; wäre jener nicht entstanden, so würden die beiden Ebenen von Campana und Pisano mit der Ebene des Kraters von Agnano eins gewesen sein und würden eine gleichmäßige Neigung von N nach S gezeigt haben, vorausgesetzt, daß nicht etwa an der Stelle der Astroni vorher eine Reihe von Hügeln existiert hat, welche die genannten Ebenen trennten.

Der Bergkranz, welcher heute die Ebene von Campana umgibt, steigt von der geringsten Höhe von 100 m auf der Nordseite, an der Montagna Spaccata, bis zu 300 m am Monte

[1]) Campanie S. 140.

Corvara an. Unter dem Monte Barbaro wurde die Neigung gemessen zu 137 Proz., unter dem Monte Corvara zu 55 Proz., um die Montagna Spaccata herum bis zu 133 Proz. Der Boden, der, wäre nicht ein künstlicher Ausfluß geschaffen, teilweise ein Sumpf wäre, liegt 55 m ü. d. M., aber die Peripherie steigt bis zu 90 m an. Der höchste Hügel im O der Ebene von Pisano erreicht 254 m, von dort aus nimmt der Bergkranz nach N zu allmählich ab. Die Gewässer von Pisano fließen, ebenso wie diejenigen des nördlichen Teiles der Ebene von Campana, nach N gegen die Ebene von Quarto ab. Die Ebene von Campana mußte einstmals gänzlich von den östlichen Abhängen des Kraters von Campiglione und von den ihn überlagernden grauen Tuffen des Kraters der Montagna Spaccata bedeckt gewesen sein. Die große Steilheit der Wände, besonders nach N und NW, die steiler abgeschnitten sind als diejenigen irgendwelcher anderer Krater in den Phlegräischen Feldern, der scharfe Abfall des Gesteins, welches gänzlich aus Bänken von gelbem Tuff besteht, mit Ausnahme der oben erwähnten Schlacken und grauen Tuffe, die augenscheinliche Unterbrechung in der Begrenzung des Kraters von Campiglione, von welchem im O nur ein kleiner Teil übrig geblieben ist, die Zerlegung der Wände in einzelne Kreissegmente, welche nicht durch Erosion durch Wasser, und noch viel weniger durch Erosion des Meeres entstanden sein kann, das sind alles ebensoviel Tatsachen, die sich nicht erklären lassen, wenn man nicht eine oder mehrere aufeinander folgende Explosionen annimmt.

Die Fossa Lupara oder Senga.

Mitten in den Ebenen von Campana und Pisano, nur etwas exzentrisch zur Westseite liegt der Schlackenvulkan der Fossa Lupara. Einen der größten geistigen Genüsse habe ich gehabt, als ich bei meinen geologischen Exkursionen kreuz und quer den Kastanienwald und die dichten Macchien der Fossa Lupara ohne Weg und Steg durchschritt. Nach dem, was ich gesehen und gelesen habe, ist die Senga von allen Schlackenkratern das vollkommenste

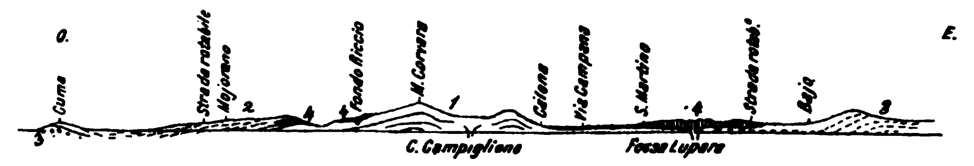


Fig. 12. Von Cumä bis zur Fossa Lupara. 1:100000.
1. Gelber Tuff; 2. grauer Tuff; 3. holokristallinischer Trachyt; 4. hypokristallinische Schlacken.

Beispiel, das es in Europa gibt, und durch seine zwar kleinen, aber äußerst regelmäßigen Formen ein wahres Kabinettstück. Die dichte Macchie und die größere Entfernung vom Meere und von den am meisten besuchten Straßen haben bewirkt, daß sie im ganzen weniger bekannt ist. Die besten und beinahe einzigen Beschreibungen rühren von Scacchi[1]) her, und besonders von Deecke[2]), welcher sich dort 1885 und 1887 aufhielt; beide haben auch eine geologische Karte veröffentlicht. Hinsichtlich der topographischen Karte wäre eine ausführlichere Aufnahme in größerem Maßstab sehr wünschenswert. Der Vulkan erhebt sich, gerade so wie der Monte Nuovo in einer Gegend, die anfänglich völlig eben war. Die Ebene fällt von O nach W sanft von 100 auf 56 m. Im S berührt sie sich mit dem äußersten Rande des Hügels von Astroni. Die Basis des Berges ist wie beim Monte Nuovo genau kreisförmig, sein Durchmesser ist etwas größer als jener, ca 950 m, in der Richtung von O nach W ist er etwas



Fig. 13. Von der Via Campana bis Pozzella. 1:100000.
1. Gelber Tuff; 2. grauer Tuff; 4 hypokrist. Schlacken.

[1]) Campania S. 238.
[2]) W. Deecke, Fossa Lupara.

größer, wenn man die ganz und gar an der Oberfläche befindlichen Schlacken mitrechnet, welche sich in der umgebenden Ebene ausbreiten.

Der Berg wird von vier halbkreis- oder kreisförmigen Umwallungen gebildet, die bis 60 m hoch werden und fast alle gleich breit sind. Sie liegen einander gegenüber und sind von konzentrischen, fast gleichen Depressionen getrennt; durch einen genau zentralen und einen elliptischen Krater auf der Ostseite unterscheidet sich der Berg völlig vom Monte Nuovo.

Die äußere nördliche Umwallung wird vom Bosco di Maranisi gebildet, sie ist halbkreisförmig nach S zu offen, nach Augenmaß etwas höher als 40 m und erhebt sich auf einem Gelände, das nach innen 107 m, nach außen 80 m hoch ist. Die zweite Umwallung, die sich etwas mehr nach innen befindet und etwas mehr herumgeht, ist nach S weit aufgerissen; hier findet sich die sogenannte Grotte von Pollicino; sie erhebt sich auf einer Grundlage von etwas weniger als 110 m Höhe; der größte Durchmesser beträgt 750 m, die größte Höhe 30 m. Im O verdoppelt sich diese Umwallung und schließt dadurch den elliptischen östlichen Krater, genannt die Fossa Schiarana oder Schianata, ein, welcher bis 200 m breit, 450 m lang und 30—40 m tief ist und hinabgeht bis zum Niveau von weniger als 100 m, also unter die umgebende Ebene.

Die dritte Umwallung ist noch vollständiger, halbringförmig und etwas nach NO aufgerissen, sie besitzt einen Durchmesser von 400 m, eine relative Höhe von 30 m und erhebt sich aus einer Depression von 107 m Höhe. Der Wall ist nach innen steiler als nach außen, besonders im O und im S, während er von der Westseite in drei allmählichen Stufen ansteigt. Er wird die Fossa Lupara genannt.

Der vierte, mehr nach innen befindliche Wall an der Ostseite der Fossa Lupara ist ringförmig, im NO etwas niedriger, sein äußerer Durchmesser erreicht nicht 200 m, seine relative Höhe ist 20—30 m über einer 110 m hohen Depression. Der kleine und enge Zentralkrater ist eine von W nach O gerichtete Spalte, 50 m lang, 1—2 m breit, nach Scacchi 39 m tief, mit üppigster Vegetation bedeckt und reicht hinab bis zu etwas weniger als 100 m, dem Niveau der benachbarten Ebene, und noch tiefer als die Fossa Schiarana. Dieser Zentralkrater ist die eigentliche Senga. Man sieht die nackten Schlacken, und Günther[1]) gab ein gutes photographisches Bild dieses Kraters.

Untersucht man den Vulkan genauer, so ergibt sich, daß er aus Bruchstücken von Trachyten besteht, von blauer, dunkelvioletter, schwarzer auch roter Farbe, die teils kompakt, teils glasig wie Obsidian, häufig schlacken- und bimssteinartig sind, besonders in den größeren Bruchstücken. Die Bomben, die Schlacken und die Lapilli sind zuweilen sehr groß, bis zu 1 cbm, meist klein, auch pulverig, unregelmäßig angehäuft ohne Unterschied der Größe, obschon in unregelmäßigen Bänken geordnet, welche die verschiedenen Stadien des Ausbruchs beweisen, gegen das Äußere geneigt, besonders in den äußeren Umwallungen im W. Die Bomben, die denen des Vesuv und Stromboli ähnlich sehen und die Beschaffenheit der schlacken- und bimssteinartigen Trachyte aufweisen, zeigen häufig eine nur äußerlich vorhandene Bimssteinstruktur, während das Innere kompakt ist. Hieraus geht hervor, daß bei der Eruption die Dämpfe und Gase einen leichteren Ausgang im äußeren Teile der Fragmente fanden, während sich der innere, einem größerem Drucke unterworfene Teil kompakter erhielt. Dagegen sind die Bomben von Pantelleria und der letzten Ausbrüche des Volcano innen blasig, während die äußeren Partien kompakt, glasig und nur rissig sind. Dieser Umstand läßt sich wahrscheinlich dadurch erklären, daß die Ausbrüche unter Wasser erfolgten oder von großen Massen von Wasserdämpfen begleitet waren, so daß die Bomben oder die flüssigen Lavafragmente durch den plötzlichen Wärmeverlust bei Berührung mit dem Wasser in ihren Oberflächen in meist glasiger Form erstarrten. Indessen

[1]) R. T. Günther, The Phlegraean Fields. (Geogr. Journ. London 1897, Bd. X, S. 424, Fig. 8.)

bewirkte die Spannung der Dämpfe und der Gase im Innern bei dem verminderten äußeren Druck, daß die schnell verfestigte Hülle zerbrach und der innere Teil der Bruchstücke porös und schlackenartig wurde. Soweit man aus der mit dichter Vegetation bedeckten Oberfläche einen Schluß ziehen kann, sind Einlagerungen von Tuffen, d. h. dunkelgraue Aschen nur selten und im beschränkten Umfang vorhanden, nämlich nur in dem Einschnitt der Straße unterhalb Torre Poerio. Dagegen bemerkt man wie beim Monte Nuovo weder Lavaströme, noch könnte man aus der geringen Höhe oder der Form des Vulkans auf ihre Existenz schließen. So tief aufgerissenen Vulkanen fehlen gewöhnlich ausgedehnte Ströme. Dieser Schluß stimmt nicht völlig mit den Erörterungen von Breislak[1]) und Scacchi[2]) überein, welcher von »una massa continua di trachite« in dem äußersten Westen des Bosco di Maranisi spricht und versichert, daß im dritten Umring, d. h. in der Fossa Lupara »si veggono grandi massi di trachite distaccati«; er war also davon überzeugt, das sich aus dem Innern des Vulkans ein Lavastrom Ausgang verschafft hätte.

Dort gibt es zwar einige kleine, unebene Klippen, aber sie sind durchaus lockere Massen, die vielleicht teilweise wieder aneinander geschweißt wurden, als sie noch flüssig waren, wie beim Monte Nuovo, aber in beiden Fällen sind sie doch schlacken- und bruchstückartig, und sie bilden keinen wirklichen Strom. Ich kann mich also den Unterscheidungen, die Scacchi und besonders Deecke gemacht haben, nicht anschließen, und allerhöchstens könnte man sagen, daß die zentralen Teile aus gröberen Massen zusammengesetzt sind als diejenigen der Peripherie.

Das Gestein ist ein sodalithischer Trachyt, wie der des Monte Nuovo. Nach Breislak (Essais min. S. 179) ist er stark magnetisch. Er ist schwarz, dunkelgrau, rotbraun oder rotviolett mit deutlich hervortretenden Kristallen von Sanidin, die in der glasigen Masse zerstreut sind, oder in kleinen Einsprenglingen, mit Plagioklas, überwiegend Anorthit, mit Sodalith, Ägirinaugit und braungrünem oder schwarzem Augit, Magnetit, und, im Gegensatz zum Monte Nuovo, mit rötlichbraunem Biotit. Mikroskopisch ist er von Deecke untersucht. Die Grundmasse, die besonders um die größeren Einsprenglinge fluidale Struktur hat, besteht aus Nadeln von Sanidin und kleinen Säulen von Augit und teilweise Ägirinaugit, zusammen mit einem braunen Glase voll brauner Opacite. Die Sanidinnadeln haben dieselbe Gestalt wie die des Monte Nuovo, und auch in dieser Lava habe ich sie sphärulitische Anordnung annehmen sehen. Die braunen Opacite sind in gewissen Partien des Gesteins vollständig in rötliche Opacite, in Hämatit umgewandelt, und in gewissen Partien, die der Wirksamkeit der Fumarolen ausgesetzt waren, sind alle Opacite und Magnetitkristalle in gelbliches, pulverförmiges Brauneisenerz umgewandelt. In den kompakten Teilen kommt außer den schon erwähnten Mineralien Plagioklas vor, der nach dem sehr großen Auslöschungswinkel in der Zone (001):(010) meist Anorthit ist und sich besonders in größeren Kristallen findet. Deecke (S. 176) hat in den seltenen Einsprenglingen auch reichlichen Apatit und dünne braune pleochroitische Blättchen, vielleicht Hornblende, gefunden. Der Biotit ist häufig gänzlich verändert, wodurch sich ein Übergang zum nicht Biotit führenden Gestein des Monte Nuovo herausbildet Die größeren Einsprenglinge des Sanidin sind teilweise unverändert, teilweise haben sie zonare Struktur mit Glas und Flüssigkeits-Einschlüssen. Der Plagioklas findet sich, wie beim Monte Nuovo, auch innig verwachsen mit dem Sanidin und mit diesem häufig wieder resorbiert, und in Zonen von verschiedener Orientierung, was nach Deecke eine Wiederholung der Bildung von Feldspaten, die schon resorbiert waren, aus dem Magma beweist. Der Sodalith ist gleichförmig in großen Körnern verteilt, die abgerundet oder sechseckig sind, und in kleinen Rhombendodekaedern; sie

[1]) Essais min. S. 183.
[2]) Campanie S. 238f.

sind frei von Einschlüssen. In verschiedenen Schliffen, besonders aber von der schlackenartigen Varietät habe ich Kristalle und Bruchstücke von Hauyn in den Poren des Gesteins gesehen, wahrscheinlich als Produkt einer Veränderung. De Lorenzo und Riva fanden in einer Varietät gelblichen, kompakten Trachyts in Stücken auf dem Boden des zentralen Kraters der Senga gelbe Mikrolithen von Akmit und unter den Auscheidungen Bytownit-Anorthit mit einem Rande von Labradorit neben Sanidin, Sodalith und häufigem Titanit. Der rötliche Biotit mit großem Winkel der optischen Axen scheint gänzlich zu fehlen[1]).

In den schwarzen kompakteren Schlacken waren die Mikrolithen fluidal geordnet, und das teilweise glasige Gestein gleicht meistens den kristallinischen Trachyten der kompakten Lavaströme. Die schwarze Farbe rührt meist vom Magnetit her, Augit kommt selten vor. In den glasigen Schlacken finden sich innerhalb einer braunen oder hellen glasigen Masse mit offenbar fluidaler Struktur große Kristalle von Sanidin, Ägirinaugit und häufig gut erhaltenem Biotit. Die hellen Teile enthalten sehr kleine, unregelmäßig angeordnete Nadeln von Sanidin. In den dunklen Teilen gibt es sehr kleine dunkle Opacite, und in den gröberen Ausscheidungen außer Sanidin, Plagioklas (Anorthit), Augit, Biotit noch Sodalith, Apatit, Magnetit, aber nicht, wie Deecke meint, Titanit. Das Gestein hat nach Deecke Ähnlichkeit mit den Trachyten des Montagnone auf der Insel Ischia. In den glasigen Schlacken unterhalb der Torre Poerio fand ich auch Hauyn und Hornblende. Im Obsidian sind die makroskopischen Einsprenglinge lediglich Feldspate. In der braunen durchsichtigen Masse gewahrt man unter dem Mikroskop Gasporen, von denen die kleineren rund, die größeren elliptisch geformt sind. Schmilzt man die Masse bis zum Weißglühen, so dehnen sich die eingeschlossenen Gase aus und das Gestein verwandelt sich durch Aufblähen in Bimsstein. Der Obsidian wird meist in den inneren Teilen gefunden, die den größten Druck auszuhalten haben und vielleicht am schnellsten abgekühlt sind. Bei einigen sehr schwarzen Exemplaren am nördlichen Hange des Colle di Crisci ist das Glas in eine schwarze undurchsichtige Masse von fast perlitischer Struktur zersetzt, mit dunklen kleinen Kugeln, die voneinander durch kleine Zwischenräume getrennt und häufig von hellen dünnen Strahlen einer glasigen, noch nicht zersetzten Masse durchsetzt sind. Vielleicht wurde die Zersetzung durch die Limonitisation der sehr zahlreichen Opacite beschleunigt.

Der dunkelgraue oder schwarze Bimsstein, der in den Dünnschliffen voll kleiner Bläschen ist, enthält die gewöhnlichen Einschlüsse von Feldspat, Pyroxen, Biotit, Magnetit von den bereits beschriebenen Eigenschaften. Er hat gelbliche oder hellgraue Farbe nach Deecke von den Fumarolen und den Exhalationen schwefeliger Säure erhalten, welche das Gestein durch Elimination der Eisenoxyde kaolisiert haben. In der Tat hat Deecke gesehen, wie in dem helleren Bimsstein die glasigen Teile in eine wenig durchsichtige Masse umgewandelt, die mikrolithischen Feldspate größtenteils verändert sind und die größeren Kristalle nur im Zentrum sich erhalten haben. Der Biotit fällt dadurch auf, daß er noch intakt geblieben ist.

Ich habe ebenfalls Teile kompakten Gesteins untersucht, die wahrscheinlich durch Fumarolen verändert waren und deren glasige Masse durch Veränderung aller Opacite, welche gewöhnlich das Glas braun färben, in Limonit gelblich geworden ist. Die Augite und selbst die Magnetite sind weniger verändert als die Feldspate.

Dieser sodalithische Trachyt weicht von dem des Monte Nuovo nur durch die weniger vorgeschrittene Resorption des Glimmers und durch die größeren, vielleicht auch weniger resorbierten Einsprenglinge von Sanidin, Anorthit, Magnetit, Hornblende und Augit ab.

[1]) Il cratere di Astroni S. 47 f.

Der Ausbruch der Fossa Lupara erfolgte also in der gleichen Weise wie der des Monte Nuovo, wie das schon Abich[1]) bemerkt hat, nur etwas verwickelter. Es war eine unvermischte reine Schlackeneruption.

Scacchi behauptet, daß die äußeren Umwallungen die späteren seien[2]), aber heute läßt sich nach allen Nachrichten über die verschiedenen Vulkane diese Ansicht nicht mehr aufrecht erhalten, und man muß nach Mercalli (S. 41) und mit Deecke (S. 171) annehmen, daß die inneren Ringe die jüngsten sind. Die Dauer des Ausbruchs, die man sich auch nach der geringeren Quantität der ausgeworfenen Masse nur kurz denken muß, kann nur wenig länger gewesen sein, als die des Monte Nuovo; er kann nur wenige Wochen gedauert haben. Man muß aber mindestens vier Perioden des Ausbruchs unterscheiden, die immer weniger intensiv waren; während die aufeinander folgenden Explosionen die vorherexistierenden Krater zerrissen, wurden neue immer engere konzentrische Ringe aufgeworfen und zwar von schlackenartiger, bruchstückartiger Beschaffenheit, ohne daß es zu einem wirklichen Lavaerguß kam. Der Krater der Fossa Lupara zeigt uns das Bild eines Kraters, wie ihn der Vesuv im Frühjahr 1855 vor der kleinen Eruption im Mai besaß.

Die Fossa Schianata stellt einen kleinen seitlichen Schlitz im Vulkan dar. Spuren von Bleichwerden und Zersetzung der Gesteine, die wahrscheinlich von den Wirkungen des Schwefeldioxyds in den letzten Stadien der vulkanischen Tätigkeit herstammen, wurden von Deecke im äußeren Umring westlich von der Fossa Lupara bemerkt.

Die schlackenartigen Massen, die immer kleiner werden, je weiter man sich vom Zentralkrater entfernt, bedecken die Basis des Hügels der Astroni, gehen ein wenig die Abhänge des Monte Viticella und der Torre Poerio hinan und verbreiten sich sparsam auf den tieferen Abhängen der Hügel auf der Nord- und auf der Ostseite, wo Bomben, schwarze Schlacken und Bimssteine zuerst in Bänken, dann vereinzelt bis zu einer Höhe von 120 m und etwas mehr vorkommen. Der Untergrund der Ebene von Pisano wird durch ein sehr mächtiges Feld von Bimssteinen gebildet, wovon ich mich im November 1897 durch tiefgehende Ausgrabungen überzeugt habe, und dasselbe wird im westlichen Teile der Ebene der Campanischen Straße der Fall sein. In der Tat sieht man gegen San Martino und die Campanische Straße Schlacken oberflächlich dem umgelagerten, alluvialen, horizontal liegenden Tuff beigemischt, und westlich von S. Martino sieht man, daß die Schlacken von jüngerem Alluvium bedeckt werden. Diese Schlacken können teilweise durch die Wässer dahin gelangt sein, die von dem kleinen Abhang des Kraters herabflossen. Die Schlackeneruptionen der Senga brachen vielleicht aus dem gleichen Schlote hervor, der auch den früheren Krater der Montagna Spaccata gebildet hatte, oder etwas westlicher von ihm, sie gingen aber weit später vor sich als jene und als die Explosionen, welche die Ebene von Campana und Pisano bildeten. Zwischen diesen Explosionen und den Ausbrüchen der Senga liegen gewiß diejenigen der Astroni, deren Explosionskrater teilweise die Ebene von Pisano bedeckte, selbst aber später von den Schlacken der Senga bedeckt wurde. Deecke erwähnt unter den südwestlichen Abhängen des Vulkans ein Kolumbarium der römischen Kaiserzeit, genannt la Grotta di Pollicino; auch im NO befinden sich Reste eines römischen Bauwerks, daher, bemerkt Deecke, mußte der Berg damals schon die Gestalt haben, die er noch jetzt hat[3]). Anderseits unterliegt es keinem Zweifel, daß, wenn der Ausbruch in der historischen Zeit der Römer stattgefunden hätte oder auch nach der Ankunft der Griechen in Cumä, die Geschichte uns davon sichere Kunde gegeben hätte. Spätere Alluvionen bedecken in

---

[1]) Über den Zusammenhang der vulkanischen Bildungen, 1841.
[2]) A. a. O. S. 239.
[3]) Deecke, a. a. O. S. 172.

der Ebene unterhalb San Martino die Schlacken, diese müssen also lange vorher ausgeworfen sein. Trotzdem beweist die ausgezeichnete Erhaltung des Vulkans das recht junge geologische Alter desselben, der jedenfalls nicht viel vor der historischen Zeit entstanden und der jüngste mit Ausnahme des Monte Nuovo ist. Eine uralte Überlieferung von seinem Ausbruch könnte vielleicht den Anlaß gegeben haben, dieser Gegend den Namen der Phlegräischen Felder zu verleihen.

IV. Der Krater der Astroni.

Schon Bernhard Fazio, im 16. Jahrhundert, später Paragallo[1]) und Braucci stellten fest, daß die Astroni ein Vulkan seien. Dieser Krater vereinigt in sich die Charakterzüge des Monte Nuovo, der Solfatara und der Fossa Lupara, er besitzt nämlich einen Lavastrom wie die Solfatara und einen Explosionsausbruch wie die Solfatara und wie der der ersten Periode des Monte Nuovo, aber einen viel mächtigeren, dem dann eine Schlackeneruption folgte, wie bei der zweiten Periode des Monte Nuovo, die aber auch einen unabhängigen zentralen Kegel wie bei der Fossa Lupara bildete. Eine ausgezeichnete Beschreibung haben de Lorenzo und Riva[2]) gegeben.

Der Explosionskrater.

Er ist der am besten erhaltene und von jedem Gesichtspunkte aus der beachtenswerteste aller Explosionskrater der Phlegräischen Felder. Eine Zeichnung hat Hamilton[3]) gegeben (vgl. Fig. 2 auf S. 12). Er hat die Gestalt einer gewaltigen Tasse von schwach elliptischem Umfang, die große Achse ist 2000, die kurze etwas mehr als 1500 m lang. Der Boden oder das Atrium, auf dem sich der zentrale Schlackenkegel erhebt, ist leicht von N nach S von 60 bis 14 m geneigt. Die Ränder der Tasse sind beinahe überall gleich hoch, der höchste Punkt ist die Torre Nocera mit 251 m über dem Meere, oder 237 m über dem niedrigsten Punkt der Ebene. Der niedrigste Rand auf der Ostseite sinkt in einzelnen Partien bis 150 m herab. Der niedrigste Punkt 110 m findet sich gerade da, wo die Fahrstraße einmündet, er ist teilweise künstlich abgegraben. Die äußeren Abhänge des Kraters sind sanft gegen die Ebene von Agnano, nach der Solfatara, nach der Via Campana und nach Pianura geneigt, indem sie dadurch die ebene Bucht von Pianura abschließen, die auf der anderen Seite von den gelben Tuffen des Hügels von Camaldoli begrenzt wird, so daß sie gewissermaßen den Anblick eines Kraterbodens gewährt.

Der tiefe Cavone di Sartaria, der in Südwesten von der Ebene Pianura gegen Agnano abfällt, durchkreuzt einen äußersten Zipfel der Tuffe der Astroni; zu seiner Linken liegen bei der Großen Meierei und der Taverna kleine Bodenerhebungen, welche auf den ersten Blick als zum Krater von Pianura gehörig erscheinen. Sie bestehen aber aus grauem Tuff, der 12—20° nach NO gegen Pianura einfällt, d. h. von den Astroni weg.

Im ganzen ist die Einsenkung der Astroni die tiefste aller umliegenden Ebenen mit Ausnahme derjenigen des Kraters von Agnano im SO nach dem Meere zu, welche noch niedriger ist.

[1]) G. Paragallo, Istoria naturale del monte Vesuvio, Napoli 1705, S. 19.

[2]) G. de Lorenzo e C. Riva, Il cratere di Astroni nei Campi Flegrei. (Atti R. Acc. di sc. fis. e mat. Vol. XI, sér. 2. Napoli 1902.)

[3]) Campi Phlegraei, Pl. XIX, XX. Eine Zeichnung von Baratta aus dem Jahre 1629 soll nach De Lorenzo im Museo San Martino in Neapel sich befinden. Eine Ansicht der Astroni findet sich in der Voyage pittoresque à Naples et en Sicile von R. Saint-Non, Paris 1836, Pl. 223.

Daher sind auch die inneren Wände steiler als die äußeren. Bei diesen letzteren hat Schmidt[1]) Neigungswinkel von 25,2° nach S, 17—25° nach O, 22,5° nach N, ungefähr 25° nach W festgestellt. Der Neigungswinkel der inneren Wände beträgt unter der Torre Lupara 36 Proz., im O 48 Proz., an einigen Stellen westlich von der Torre d'Ingresso 62 Proz., bei der Torre Nocera im SW 50—63 Proz. Die Wände sind bisweilen fast senkrecht. Im Grund des Kraters erhebt sich isoliert der Colle dell' Imperatrice als zentraler Schlackenkegel, und südlich von ihm befanden sich mitten zwischen zwei Schlackenkratern zwei kleine temporäre Seen, ähnlich demjenigen, der zuweilen im Krater der Solfatara vorkommt; sie trockneten etwas später aus als der See von Agnano. Ein größerer See, der nicht austrocknet, befindet sich zwischen dem Schlackenkrater und der Ebene.

Ein Mauerkranz mit einigen Türmen, welche als Wachttürme dienten und von Alfons I. im 15. Jahrhundert erbaut waren, geht rund um den Saum des Kraters herum und umschließt das königliche Privatbesitztum, das eben den Namen der Astroni führt. Einstmals waren auch Rehböcke vorhanden, aber jetzt leben dort nur ca 200 Wildschweine, die zum Teil mit zahmen Schweinen bastardiert sind. Eine sehr dichte Vegetation bedeckt die Abhänge und besonders den zentralen Schlackenkegel.

Die Wände des Kraters und die umliegenden Hügel bestehen aus grauem Tuff, welcher Bruchstücke von mehr oder weniger zersetzten vulkanischen Gesteinen enthält; nur auf der Ostseite tritt auf eine kurze Strecke die kompakte Lava zu Tage, die mit gelbgrauem Tuff umgeben und bedeckt ist. Der Tuff steht in Bänken an wie derjenige des Monte Nuovo, welche unter Winkeln von 12, 15 und 20° gegen die Außenseite einfallen, also vom Orte des Ausbruches weg. Nur an wenigen Punkten und nur ganz strichweise sieht man einige Biegungen oder eine leichte Neigung nach innen zu, z. B. westlich von der Torre d'Ingresso. Im NO von der Torre Lupara bemerkt man eine grosse Masse von Tuff, deren Schichten von oben nach unten gegen das Innere des Kraters einfallen; sie sind aber vom Rande durch eine Verwerfung getrennt und haben sich nach dem Innern zu mangels einer Unterlage gesenkt, weil irgend eine der unteren Schichten durch Alluvionen fortgeführt oder geschwächt ist. Im übrigen fallen die Tuffe sämtlich mit 10—18° nach außen ein.

Der Tuff besteht in den höher gelegenen Partien, z. B. auf der Ostseite, über der kompakten Lava aus feinen gleichmäßigen Materialien. Am häufigsten kommen eckige Bruchstücke von verschiedenen Dimensionen vor, von den kleinsten bis zu mehreren Kubikmetern, die regellos zusammengehäuft sind; solche von größeren Dimensionen überwiegen in denjenigen Partien, die dem Krater näher liegen. Im Tuff finden sich eckige Bruchstücke von anderen präexistenten Tuffen, die gerade in der Gegend vorkommen.

Es verdient hervorgehoben zu werden, daß, da es sich um Gegenden handelt, die seit mehr als 3000 Jahren bewohnt waren, sich jetzt auf der Oberfläche Kalksteine oder andere Gesteine von entfernten Gegenden befinden, welche jedoch mit dem Boden, auf dem sie liegen, nichts zu thun haben. Häufig kommen Bimssteine vor, selten schwarze, braune, manchmal rötliche oder violette Schlacken, die hier und da in Bänken auftreten, und schwarze, braune oder gelbliche Obsidiane. Andere eckige Bruchstücke bewahren den Charakter der vulkanischen Gesteine der Gegend, sowohl der kompakten wie auch der schlackenartigen, für gewöhnlich aber steht die Anordnung ihrer Gemengteile nicht im Zusammenhang mit der äußeren Form, vielmehr sind sie an der Oberfläche mechanisch abgebrochen. Übrigens besitzen sie in den Rissen und insbesondere an der Oberfläche keineswegs das frische und intakte Aussehen der Gesteine, von denen sie herrühren, sondern scheinen mehr oder weniger verändert zu sein, nicht sowohl durch den Einfluß von Säuren, als

[1]) J. Schmidt, Die Eruption des Vesuv im Mai 1855, S. 94, 146, ebenda Vulkanstudien 1874, S. 230.

vielmehr durch Oxydation und Verwitterung, als ob sie seit langer Zeit der Atmosphäre ausgesetzt gewesen seien. Diese Tatsachen beweisen zusammen mit der eckigen Form der Bruchstücke, ihrer Veränderlichkeit und ihrer unregelmäßigen Anhäufung, daß sie nicht gleichalterigen lavaartigen Ursprungs sind und nicht in erweichtem Zustande emporgekommen sind, sondern daß sie in der Tiefe von einer vorher existierenden festen Masse, welche schon die jetzige Beschaffenheit besaß, losgerissen wurden. Sie sind demnach aus Zerbröckelungen und Explosionen hervorgegangen. Dasselbe ist bei den feineren Teilen der Tuffe, in denen die Bruchstücke sich eingeschlossen befinden und auch bei allen anderen Explosionskratern der Gegend der Fall. Teilweise sind die im Tuff enthaltenen Bruchstücke aus Material gebildet, das an der Oberfläche anstehend nicht zu sehen ist.

Mercalli hat einen Querschnitt des Tuffes publiziert, welcher die rechte Wand an der Torre d'Ingresso bildet, wenn man hineinkommt; er ist richtig, nur ist die Lagerung der Bänke in Wirklichkeit etwas regelmäßiger. Vollständigere Reproduktionen rühren von De Lorenzo und Riva her. Diese haben die Tuffe untersucht (S. 12) und haben gefunden, daß sie aus einer graugelben ziemlich trüben und zersetzten Masse bestehen mit verschiedenartigen Bruchstückchen von Bimsstein, Obsidian, Schlacken, Trachyten und mit Splittern von Sanidinkristallen, von Gemischen Labradorit-Bytownit-Anorthit, von grünem Augit, titanhaltigem Magnetit, seltener Biotit und zuweilen Apatit; Olivinkörner fanden sich in dem gelblichen Tuff der Caprara (S. 16). Der Bimsstein besteht aus blasigem, farblosem Glas mit Mikrolithen von Sanidin und Augit mit einigen wenigen Einschlüssen von Feldspaten, Augiten, seltener von Biotit, titanhaltigem Magnetit und Apatit (S. 18). Dieselben Gemengteile finden sich in den Obsidianen in wechselnden Verhältnissen, von schwarzen, kompakten, Gläsern ohne Mikrolithen bis zu solchen, die sehr reich daran sind. Der Reichtum oder das Fehlen von Mikrolithen steht durchaus nicht im Verhältnis zu den Einsprenglingen. Sie enthalten 57,98 Proz. Kieselsäure. Von den Auswürflingen wurden einige von Roth und besonders von Lacroix untersucht, aber die genaueste Untersuchung verdanken wir De Lorenzo und Riva. Sie bestehen größtenteils aus kompaktem holokristallinischem Trachyt, dessen Gemengteile mit denen der Schlacken übereinstimmen. Derselbe besitzt zum größten Teile eine helle, aschgraue oder leicht gelbliche Farbe und porphyrische Struktur; manchmal ist er auch braun, von dichter Masse und mit kleinen Einsprenglingen, selten ist er graubraun oder grünlichbraun ohne ersichtliche Einsprenglinge. Die Grundmasse ist wesentlich holokristallinisch, obwohl es scheint, daß eine kleine Menge Glas selten fehlt.

Nach denselben Autoren haben auch die Schlacken als Grundmasse ein Glas mit Mikrolithen von Sanidin und Augit, mit Einsprenglingen von Natron-Sanidin und in gleicher Menge von Labradorit-Bytownit-Anorthit, dann von Augit, seltener von braunem Biotit, titanhaltigem Magnetit, Apatit, Sodalith und zuweilen Leucit (S. 22). Die bimssteinartigen violetten oder roten Schlacken auf der rechten Seite des »Ingresso« enthalten manchmal braunen, häufiger rötlichbraungelblichen Biotit, Olivin und nach denselben Autoren bisweilen sehr sparsam Leucit (S. 24). Sie finden sich auch mit kleinen schlackigen und bimssteinartigen Lapilli, die an dem Hohlweg des Taccone östlich vom Krater eine mächtigere Schicht bilden. In den kleinsten dieser Lapilli kommt neben dem Augit Diopsid, beim Ingresso auch noch Ägirinaugit vor. In einigen weniger feinen Lapilli findet sich auch Akmit (S. 24). Feldspate, brauner oder gelbrötlicher Biotit, titanhaltiger Magnetit, Apatit, selten Olivin und Leucit sind wie in den violetten bimssteinartigen Schlacken vorhanden. Sodalith kommt vor. In den Lapilli des Hohlweges findet sich braune Hornblende nur selten. Die Analyse dieser Lapilli folgt weiter unten.

De Lorenzo und Riva glauben, daß diese violetten Lapilli den Astroni eigentümlich seien, und versichern, daß sie gleichsam zu Asche zerteilt und von den Winden weithin

verschleppt dünne Schichten mitten in den vulkanischen Ablagerungen der Ebene von Fuorigrotta, des Sees von Agnano, der Ebene von Pianura und Soccavo und auf den Höhen der Hügel von Camaldoli bildeten. Indessen rührt ein Teil dieser Materialien jedenfalls von der Erosion der nächsten Gehänge und von den Ausbrüchen der Senga und anderer Vulkane her; die ähnlichen Schlacken der Astroni entsprechen einer sehr kurzen Episode dieses Vulkans, der ein höheres Alter besitzt, während jene Produkte die jüngsten der ganzen Gegend sind.

Roth fand westlich von der Torre Lupara, die sich auf der Nordseite des Kraters befindet, im Tuff ein feinkörniges Bruchstück, das aus Leucit, Magnetit, Mikrolithen eines Plagioklases und vielleicht aus Nephelin bestand, der aber von den nachfolgenden Autoren nicht angegeben wird [1]).

Nach De Lorenzo und Riva (S. 29) hat der helle porphyrische Trachyt eine Grundmasse aus Sanidin, dem sich in der mehr gefärbten Varietät Kalknatronfeldspat zugesellt, Augit, Ägirinaugit; zuweilen finden sich sehr kleine Blättchen von Biotit. Häufiger aber und dem Augit an Menge gleich erscheint braune Hornblende. Sodalith und titanhaltiger Magnetit kommen zuweilen reichlich vor, Leucit sei sehr selten und nur in einigen Bruchstücken beim Eingang. Dieselben Gemengteile finden sich auch unter den Einsprenglingen, außerdem Olivin und Apatit. Die Kalknatron-Feldspate sind basische Mischungen von Labradorit, Bytownit und Anorthit. In einigen Bruchstücken findet sich Pyroxen von fahler Farbe, ähnlich dem Diopsid. Die braune Hornblende umschließt häufig sowohl den Diopsid wie den Augit in parallelen Zonen. Der braune Biotit ist oft von Körnchen von Eisenoxyd umgeben. Der Olivin, der in einigen basischen Ausscheidungen vorwiegt, findet sich spärlich auch in der hornblendehaltigen Varietät, in der er viel leichter zu finden ist. Sodalith ist selten, Leucit mit den charakteristischen optischen Anomalien noch seltener. In den Fragmenten kommen dunkle basische, zum Teil plagioklasisch-augitische Ausscheidungen ohne Olivin, ohne oder mit sehr wenig Hornblende, und einige andere mit Amphibol und Olivin vor. In den ersteren kommen reichlich vor: Labradorit-Bytownit, selten Sanidin, Augit und Ägirinaugit mit Sodalith, Apatit, titanhaltigem Magnetit, in den letzteren sind idiomorphe Olivine, Augite, Biotite, Hornblenden in breiten Körnern von Labradorit-Anorthit mit einer Hülle von Sanidin hier und da eingestreut. Magnetit kommt häufig vor, ebenso Sodalith. Einige Lapilli von diesem Typus sind sehr glasig, und in ihnen kommt Feldspat nicht vor. In einigen Spalten und Drusen kommen Feldspate, Augit, Hornblende und Sodalith in Kristallen mit vollständiger Formentwickelung vor. Dort finden sich auch kleine Kristalle von Analcim.

Die braunen dichten Bruchstücke mit winzigen Einsprenglingen unterscheiden sich außer durch ihr Äußeres durch die geringere Zahl der gefärbten Mineralien, unter denen Amphibol und Olivin fehlen. Neben braunem Biotit kommt auch rötlicher Biotit vor; Leucit ist häufiger (S. 36).

Die graubraunen, sehr dichten Bruchstücke ohne sichtbare Einsprenglinge unterscheiden sich augenscheinlich nur durch das zuletzt erwähnte Merkmal, nämlich durch die geringe Häufigkeit der mikroskopisch kleinen Einschlüsse, unter denen sich außer den basischen Mischungen der Kalknatron-Feldspate auch die saureren der Oligoklas-Andesin-Reihe befinden und nur sehr selten diejenigen von Sanidin. Außer dem Augit finden sich Biotit, braune Hornblende, Sodalith, Apatit, Magnetit (S. 36). Die erwähnten Autoren geben eine weiter unten mitgeteilte Analyse, aus der hervorgeht, daß das Gestein basischer ist als die gewöhnlichen Materialien der Astroni. In den Tuffen bei der Torre d'Ingresso finden sich Bruchstücke von Gesteinen, die von den vorigen recht verschieden sind; einige

[1]) J. Roth, Monatsber. der K. Akad. der Wiss. in Berlin 1881. S. 994.

von ihnen wurden von Lacroix[1]) gesammelt und beschrieben. Ein sehr cavernöses Bruchstück von 4 cm Durchmesser besteht »ausschließlich aus großen Kristallen von Forsterit und aus violettem und grünlichem Spinell in dünnen Blättchen«; es ist voll von sekundärem Kalkspat.

Ein anderes Bruchstück »besteht aus dunkelgrünem Pyroxen, Anorthit und Wollastonit in deutlich unterscheidbaren Kristallen zusammen mit vielen kleinen Prismen von Apatit. Alle diese Mineralien sind im mikrokristallinischen Calcit eingebettet, der sekundären Ursprungs zu sein scheint« (Lacroix a. a. O. S. 329).

De Lorenzo und Riva haben im Tuff des Ingresso zusammen mit violetten Schlacken kleine Knötchen von Humboldtilith, Phacelit und Apatit gefunden, ähnlich den Einschlüssen in den Schlacken von Pagliaroni, die bald besprochen werden sollen (a. a. O. S. 28).

Der seitliche Lavastrom.

Wie schon oben erwähnt, tritt an den steilen Wänden der Ostseite des Explosionskraters eine kompakte Lavamasse auf, deren Basis nicht zu sehen ist. Sie ist ungefähr 200 m lang und erhebt sich von dem 25 m über dem Meere liegenden Kraterboden ca 110 m hoch; sie bietet sich in einer fast senkrechten Fläche in den grauen Tuffen dar, welche sie mit kaum unregelmäßiger Berührungsebene bedecken.

Die Masse kann nur beschränkten Umfang besitzen, weil 400 m weiter östlich in dem abschüssigen Tälchen, das auf der Seite nach Pianura zum früheren See von Agnano abfällt, keine Spuren mehr davon vorhanden sind.

Das Gestein unterscheidet sich bedeutend von den schwarzen bruchstückartigen Schlacken, die den Zentralkegel der Astroni bilden und aus denen alle Schlackeneruptionen der Phlegräischen Felder bestehen. Es unterscheidet sich auch augenscheinlich von der weit mehr kristallinischen Lava des Monte Olibano und ähnelt am meisten der dichten aphanitischen oder phanerokristallinischen Lava der Solfatara, bis auf die viel stärkeren Veränderungen, die in dieser vorgegangen sind. Beim ersten Anblick merkt man keine Teilung in Bänke, aber bei näherer Besichtigung sieht man blasenreiche Lagen und wiederum andere mit offenbar fluidaler Struktur; zuweilen kommen sie auch in unvollkommen kugelartigen Massen vor, sichere Anzeichen einer beginnenden Veränderung. Das Gestein hat eine dunkelgelbe oder tiefgrüne oder graue Farbe und beim ersten Anblick sieht man keine Kristalle bis auf einige von Feldspat und Pyroxen, welche porphyrisch eingestreut sind.

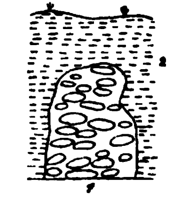


Fig. 14. Seitenlava der Astroni.
1. Lava; 2. grauer Tuff.

Das Gestein wurde von Scacchi[2]), Dell'Erba[3]), Pampaloni[4]) und dann von De Lorenzo und Riva untersucht; es ist ein Trachyt, dessen Grundmasse sehr spärlich Glas enthält (vgl. Kalkowsky[5])), ohne Poren und sozusagen ohne Spuren fluidaler Struktur. Sehr häufig kommen in ihr Nadeln von Sanidin vor, die die sogenannte hyalopilitische oder intersertale Struktur erzeugen, seltener, nach Pampaloni, solche von Anorthit, ferner Mikrolithen von Magnetit und Pyroxen, Augit oder zuweilen auch Ägirinaugit. Unter den Einsprenglingen, die in der Masse zerstreut vorkommen, sind zu nennen: Anorthit, weniger häufig Sanidin, der nach Riva und de Lorenzo natronhaltig ist, beide mit Nadeln von

[1]) A. Lacroix, Les enclaves des roches volcaniques. Mâcon 1893. S. 329.
[2]) Scacchi, Campania, S. 236.
[3]) L. Dell'Erba, Sanidinite sod. pir. di S. Elmo, S. 183.
[4]) L. Pampaloni, Le roccie trachitiche degli Astroni nei Campi Flegrei. (Rend. R. Acc. Lincei. 5. Febr. 1899.)
[5]) Über den Piperno, S. 669.

Apatit; ferner Labradorit und Bytownit, titanhaltiger Magnetit, der nicht selten mit Höfen von Limonit umgeben ist, Augit, Ägirinaugit, seltener braune Hornblende, endlich, häufiger als Ägirinaugit Biotit, was Dell'Erba indes bezweifelt. Sodalith kommt nur ganz selten vor. Nach Dell'Erba fehlen Olivin, sporadisch und ungewiß kommt Nephelin vor; Akmit, Ägirin und Nephelin sind von Pampaloni und De Lorenzo und Riva nicht gefunden worden.

Die letzteren fanden in den Einsprenglingen Pyroxen vom Typus des Diopsid, ferner Leucit in wechselnder Menge, mit achtseitigen idiomorphen Durchschnitten von einem Durchmesser bis zu 0,3 mm mit polysynthetischer Zwillingsstreifung in den gröberen Kristallen und einem Brechungsindex von 1,508. In den Poren bemerkte Scacchi Kristalle von schwarzer Hornblende und von Sodalith. De Lorenzo und Riva gaben eine Analyse des Gesteins (a. a. O. S. 43).

Die Tuffe umgeben die Lava, wie das bereits Scacchi (a. a. O. S. 236) hervorgehoben hat, mit vollkommen regelmäßig horizontalen Bänken, so daß sie »non manifestano segno alcuno di essere stati disturbati dalla loro primitiva situazione« (Scacchi). Überdies heißt es auch von den Tuffschichten, welche in geringer Mächtigkeit oberflächlich die Lava bedecken, und die man sehr gut auf der inneren Wand des Kraters unterscheiden kann: »considerati nel modo di loro giacitura, da per tutto dichiarano con sufficiente certezza di essersi depositati sulla trachite dopo la sua emersione« (Scacchi). Hieraus folgt, daß der Ausbruch des Lavastroms vor der Bildung der umgebenden grauen Tuffe erfolgte, welche sie allmählich regelmäßig umgeben und bedeckt haben. Roth[1]) hat daher nicht Recht, wenn er jenen Strom einen »Gang im Tuff« nennt, den er also für eingedrungen in den Tuff nach dessen Bilduug hält. Anderseits ist, wie bei der Lava der Solfatara, der Strom glatt abgeschnitten, wie alle Tuffschichten, welche ihn einschließen, völlig im Einklang mit dem inneren Teil des Explosionskraters. Dieser Umstand beweist von neuem unumstößlich, daß die Lava nicht in neuerer Zeit und nach der Bildung des Kraters mitten in den Tuff eindringen konnte, denn in diesem Falle würde sie sich gegen das Innere des Kraters gewendet haben. Überdies läßt sich daraus der Schluß ziehen, daß die Explosion und die Bildung der kraterähnlichen Ebene später vor sich gingen, als der Ausfluß der kompakten Lava, und teilweise auch als der Ausbruch des Tuffes.

De Lorenzo und Riva sind der Ansicht, daß der Seitenstrom der Caprara der Rest eine trachytischen Kuppel gewesen sei, welcher zum äußeren Ring des Vulkans von Agnano gehörte. Ich halte diese Annahme für weniger wahrscheinlich als diejenige, welche den Strom den Astroni zuweist, weil er zu weit von der Achse des Kraters von Agnano entfernt liegt. Man müßte annehmen, daß er aus einem sekundären äußeren Krater herausgekommen sei, von dem sonst keine Spur existiert; vielmehr steht fest, daß er ursprünglich nach der Seite der Achse der Astroni fortsetzte.

Zentraler Schlackenkrater.

Mitten im Explosionskrater erhebt sich, nur etwas weniger gut erhalten als die der Senga oder des Monte Nuovo, der zentrale Schlackenkrater der Astroni.

Eine größere und vollkommenere topographische Karte, als wir sie tatsächlich besitzen, würde die näheren Umstände natürlich besser in die Augen fallen lassen. Der in drei Teile zerrissene Vulkan bedeckt eine unregelmäßig elliptische Fläche mit einer großen Achse von 750 m, einer kleinen von 650 m. Die tiefsten Punkte der Umgebung sind, soweit es die unvollständigen Aufnahmen angeben, südlich von der Oberfläche des Sees 74 m, nördlich 60 m, die größte Höhe des Kraters beträgt 80 m ü. d. M., 60 m

[1]) J. Roth, Allgemeine und chemische Geologie. Berlin 1885, Bd. II, S. 246.

über der Ebene und findet sich auf dem westlichen Hügel Imperatrice, dem Hauptteil des Vulkans. Dem Gipfel entspricht aber nicht der Hauptkrater, dieser findet sich vielmehr in exzentrischer Lage auf der Ostseite des Hügels Imperatrice und trennt diesen von dem kleinsten Hügel auf der Ostseite, der Pagliaroni genannt wird. Ein anderer kleiner Hügel, genannt la Rotondella, befindet sich im N bei der Vaccaria. Vielleicht sind eine sekundäre Erhöhung im östlichen Hügel und die Rotondella die letzten Reste einer doppelten äußeren Umwallung des Vulkans. Der Hauptkrater hat eine elliptische Form mit den Achsen 225 m NW—SO und 100 m NO—SW, er ist steil, rauh und 30 m tief, senkt sich also bis 10 m ü. d. M. und ist wie der Hügel Imperatrice mit einer sehr dichten und undurchdringlichen Macchie bedeckt, die man jedoch jetzt gerade lichtet. Einst lag hier ein See, Cofaniello genannt, der nach der Austrocknung des Sees von Agnano verschwand, ein Beweis für die Durchlässigkeit seiner Wände. Eine Straße läuft auf der Ostseite der Ebene hin und trennt die beiden Hauptteile des Kraters, so daß man zu der Annahme berechtigt ist, sie folge einer in den letzten Stadien des Ausbruchs enstandenen Spalte. Südlich von dem Hügel Imperatrice befindet sich ein anderer kleinerer Krater von elliptischer Form, der in der Richtung NO—SW 200 m lang, 100 m breit und ca 20 m tief ist; auch hier befand sich früher ein kleiner, zeitweise ausgetrockneter See Breislak[1]), Hoffmann[2]) und Scacchi[3]) haben von diesem Krater gute Beschreibungen geliefert und letzterer auch eine geologische Karte, die von allen späteren Schriftstellern benutzt wurde; sie haben aber das Gestein des Zentralkraters mit dem Seitenstrom der Lava nach O verwechselt. De Lorenzo gibt eine genauere Darstellung, wenn er sagt[4]): »l'interna collina dell' Imperatrice è formata da un cono eruttivo centrale composto di tufo, pomice e scorie« und hinzufügt »da cui si versarono delle colate nel fondo del cratere«. Dieser Darstellung sind er und Riva auch in ihrer späteren Abhandlung gefolgt[5]).

Die Hügel der Pagliaroni und der Rotondella bestehen nach ihnen aus Lavaergüssen, nach meiner Ansicht aus Schlacken, die größtenteils in Haufen vorkommen, ohne aber eigentliche Lavaergüsse zu bilden. In den Pagliaroni bemerkt man überall das Gestein an den Abhängen, auch wenn sie von der Vegetation ganz und gar überwuchert sind. ebenso auf der Straße, welche sozusagen mitten durch den Vulkan geht; es ist stets eine Schlacke, welche augenscheinlich mit derjenigen des Monte Nuovo übereinstimmt und besonders mit der der Fossa Lupara, niemals bedeckt von hellen Tuffen oder anderen fremden Gesteinen. Scacchi (S. 236), Roth (S. 516), Scrope (S. 322) auch De Lorenzo und Riva haben die Ansicht ausgesprochen, daß es sich um eine trachytische Lava handelt, die aus dem Krater ausgeflossen ist. Sie ist selten dicht oder glasig und mit fluidaler Struktur, sondern meist schwammartig oder bimssteinartig, grau, schwarz wie Graphit, bläulich oder violett, zuweilen erdfarben, grünlich oder gelblich infolge von oberflächlichen Veränderungen. Nach meiner Ansicht handelt es sich um eine Anhäufung von Lapilli, die zuweilen sehr klein sind, oder von Schlacken in kleinen und großen Dimensionen, die eng gedrängt aneinander liegen, nicht um einen wahren Lavastrom. Häufig sind die Bruchstückchen, wie bei den Vulkanen des Monte Nuovo und der Senga, im Innern kompakter, nach außen hin schlackenartig.

Es handelt sich hier um einen Sodalithtrachyt, der dem Aussehen nach dem der Senga und der Fossa Lupara ähnelt. Untersucht haben ihn Rosenbusch[6]), Pam-

---

[1]) Campanie S. 64ff.
[2]) Hoffmann, a. a. O., 1839, S. 221.
[3]) A. a. O., S. 236.
[4]) De Lorenzo, Studi di geol. nell' App. merid., S. 95.
[5]) Il cratere di Astroni.
[6]) Mikrosk. Phys. 3. Aufl., Bd. II, S. 750, 756.

paloni[1]) nach den von mir gesammelten Exemplaren, dann De Lorenzo und Riva und wahrscheinlich Lacroix[2]). Letzterer sammelte rechts von dem Fußsteig, welcher von dem Torre d'Ingresso kommt, die Fahrstraße kreuzt und gegen den Hügel Imperatrice führt, zusammengebacken mit Bimsstein ein Gesteinsbruchstück, welches er Leucittephrit mit Leucit und Hauyn nennt. Die Kontaktzone wird von langen Kristallen von dunkelgrünem Augit gebildet, mehr nach innen zu ist das Gestein reich an Körnern von gelbem Augit.

Die Grundmasse ist überwiegend glasig mit sehr zahlreichen Poren, dunkel, voll von dunklen Opaciten, die zuweilen von Staub von Hämatit oder Limonit begleitet oder darin umgewandelt sind, welche häufig die Gasporen auskleiden. Häufig kommen Sanidin-Mikrolithen mit fluidaler Anordnung vor, manchmal vereinzelt, manchmal in Gruppen zu Bündeln mit keraunoider Struktur, ferner Körnchen oder Kristalle von Magnetit und Augit. Unter den Einsprenglingen überwiegen meist in gröberen Kristallen die Feldspate, meist Natron-Sanidin mit Einschlüssen von Apatit und anderen Gemengteilen; seltener kommen Anorthit mit Bytownit und Labradorit vor, manchmal treten Plagioklase und Sanidin in gleicher Menge auf, außerdem Körner und Kristalle von titanhaltigem Magnetit, Kristalle von gelblichgrünen oder hellgrünem Augit, seltener Hornblende und auch Biotit, der aber auch zuweilen ziemlich reichlich vorkommt. De Lorenzo und Riva erwähnen auch Ägirinaugit und einen Pyroxen vom Typus des Diopsid. Um die Kerne des Augits und des Ägirinaugits bemerkte Rosenbusch (S. 750) parallelle Fortwachsungszonen von grünem Ägirin und braungelblichem Akmit. De Lorenzo und Riva fanden (S. 46), daß Akmit in den schlackenartigen Varietäten seltener vorkommt, häufiger dagegen in den kompakteren Varietäten, namentlich am Beginn des Weges, welcher vom Eingang nach der Rotondella führt; auch fanden sie, wenn auch äußerst selten, Leucit. Sodalith ist selten, während Hauyn von dunkel- oder hellblauer Farbe und mit den gewöhnlichen Gaseinschlüssen und Magnetiten in einigen Hohlräumen sehr häufig ist. Breislak (S. 64) fand in den Höhlungen der Lava Kügelchen von Hyalit. Abgesehen von der geringen Kristallisation, hinsichtlich derer diese Gesteine sozusagen als trachytische Vitrophyre angesehen werden können, existiert kein wesentlicher Unterschied zwischen ihnen und den Trachyten des schon betrachteten Seitenstroms. Diese trachytischen Schlacken gleichen also denen der Senga, nur kommen in ihnen nicht die Feldspat-Sphärolithe vor. Vielleicht haben auch die Schlacken der Senga häufiger Einsprenglinge von größeren Dimensionen. Weiter unten werde ich über die Analysen von De Lorenzo und Riva (a. a. O. S. 48) berichten.

Ich glaube, daß Rosenbusch mehr diese Gesteine im Sinne hat, als die noch weniger erforschten Schlacken des Zentralkraters, wenn er das Gestein der Astroni als augitischen Trachyt vom Ponza-Typus bezeichnet (S. 766).

In diesem Gestein finden sich bemerkenswerte, von Lacroix beschriebene Einschlüsse, die denen vom Vesuv gleich, anderen von Latium verwandt sind. Auf dem Wege, der von SO nach NW das Gehölz der Pagliaroni durchschneidet, findet man etwas mehr als 100 m von der Einmündung in die breite Ringstraße, da wo der Weg auf einige Meter Tiefe in das Terrain einschneidet, daß dasselbe in dem Umfang einiger Quadratmeter aus einem Gestein besteht, welches Ähnlichkeit mit den Fragmenten mit Humboldtilith besitzt, die in den Schlacken des großen äußeren Ringes eingeschlossen sind und auch von de Lorenzo und Riva (S. 28, 48) erwähnt werden. Lacroix (S. 326) schreibt darüber: »Dieses Gestein besteht aus einem Geflecht von Kristallen von Humboldtilith, die zuweilen gelblichrot gefärbt sind und 0,5 cm Länge erreichen. Mit bloßen Augen kann man auch grünen Augit bemerken, welcher mit dem Humboldtilith

[1]) Pampaloni, Le roc. trach. d'Astroni.
[2]) L. c. S. 329.

gleichaltrig zu sein scheint und im allgemeinen tadellose Gestalt besitzt.« Glaseinschlüsse mit Pore sind im Humboldtilith reichlich, sie fehlen dagegen im Pyroxen... Apatit ist in den erwähnten Mineralien und den Drusen eingeschlossen... ebenso Phacelit mit Glaseinschlüssen in Gestalt von langen Kanälen und Nädelchen von Augit; die miarolitischen Poren des Gesteins sind häufig erfüllt mit Leucit ohne bestimmte Gestalt, der deutlich polysynthetische Zwillingsstreifung aufweist. Einige Stücke zeichnen sich durch schwarze Adern aus, in denen man mit bloßem Auge Apatit und Phacelit erkennen kann; sie bestehen aber besonders aus Leucit, sowohl in großen Individuen, wie auch in kugeligen Kristallen, die sich aneinander anlehnen oder mit einem Gemenge von Hauyn und Humboldtilith umgeben sind. Hauyn ist mit seinen langen Einschlüssen auch im Leucit eingeschlossen. Der Humboldtilith hat viele eisenhaltige, undurchsichtige Einschlüsse, die aber in den großen Kristallen fehlen, die nicht von Hauyn begleitet sind. Auch findet sich Augit, nach De Lorenzo und Riva Ägirinaugit, in großen Kristallen oder in langen Stäben; häufig verwandelt er sich an der Oberfläche in Ägirin.« Hie und da kommen Labradorit von einer späteren Generation als der Leucit vor und sekundärer Calcit. De Lorenzo und Riva konstatieren außer Labradorit auch Sanidin.

Der an der Basis ca 100 m haltende, ca 20 m hohe Hügel der Rotondella besteht aus derselben Schlackenmasse wie die Pagliaroni, mit dem er auch im Zusammenhang steht (siehe de Lorenzo und Riva, S. 51). Die reichlich glasige Grundmasse ist voll von Mikrolithen von Sanidin und Ägirinaugit mit Magnetit und wenigem Sodalith. Die Einsprenglinge bestehen aus Sanidin, Bytownit-Anorthit, mit peripherischen Zonen von Labradorit und Sanidin, grünlichem Augit, Ägirin, braunem und rotem Biotit und Apatit, titanhaltigem Magnetit, sehr selten Leucit, welcher sich nur nach der Methode von Thoulet finden läßt. Ich werde später die Analysen von De Lorenzo und Riva (S. 52) mitteilen.

Der Hügel Imperatrice, welcher der höchste der Zentralgruppe ist, der er den Namen gibt, erhebt sich etwa 70 m ü. d. M. und ist 700 m lang und 400 m breit. Nach den Beobachtungen von De Lorenzo ist er aus gelblichem oder hellgrauem Tuff zusammengesetzt, welcher leicht zerbröckelt, mit Bänken von Schlacken und zahlreichen Bimssteinen und weniger häufigen gleichalterigen Obsidianen, so daß sie sich, meiner Ansicht nach, von den übrigen inneren Schlackenbänken nur durch das zahlreiche Auftreten von Tuffbestandteilen unterscheiden, wie man das auch beim Monte Nuovo bemerken kann. Meiner Ansicht nach unterscheidet sich der Tuffkegel Imperatrice von der äußeren und älteren Umwallung des Kraters dadurch, daß ein großer Teil der Schlacken, wie auch der trachytischen Bruchstücke, welche sich im Tuffe der Umwallung selbst finden, nicht gleichalterig ist, sondern von vorangegangenen Ausbrüchen herstammt und dadurch größere Änderungen erlitten hat. Die Tuffe bestehen nach De Lorenzo und Riva (S. 54) gewöhnlich aus Fragmenten verschiedener Mineralien, von Bimssteinen, Obsidianen und verschiedenen Trachyten und stimmen mit denjenigen der äußeren Umwallung überein. Olivin und Sodalith sind äussert selten, Leucit kommt gar nicht vor, Bimssteine und Obsidiane sind die gleichen wie in der äußeren Umwallung, ebenso die schwärzlichen Schlacken (S. 55). Unter den trachytischen Auswürflingen dominieren die aschfarbenen Varietäten, selten kommen schwärzliche Trachyte vor, es fehlen die aphanitischen Varietäten. Einige graugelbe Bruchstücke haben zur Grundmasse Mikrolithe von Sanidin mit einigen Kalk-Natronfeldspaten, Augit und Biotit und Einsprenglinge von Sanidin, Bytownit, Augit und Biotit (De Lorenzo und Riva, S. 55).

Dem Alter nach ist dieser Schlackenkrater später als die Bildung der kraterförmigen großen Einsenkung, ja man könnte dazu geführt werden, anzunehmen, daß der Schlackenausbruch auch viel später geschah als der Erguß der seitlichen Lava, und daß zwischen diesen beiden Ausbrüchen kein anderer Zusammenhang besteht, als eine zufällige Nachbarschaft.

Wir haben übrigens gesehen, daß zwischen den beiden Gesteinen auch physikalische und mineralogische Unterschiede bestehen. Nach v. Buch[1]), welcher auch ein Bild des Kraters gibt, hätte die Lavamasse des zentralen Hügels die Erhebung des ihn umgebenden Tuffes verursacht, er übersieht aber, daß eine Berührung nicht vorhanden ist, und daß ein ringartiger Raum zwischen der Lava und dem Tuff existiert.

Scacchi (l. c. Taf. II) setzt in einem theoretischen Profil, das andere kopiert haben, voraus, daß die beiden Eruptivgesteine, das zentrale und das seitliche, zu einer einzigen Masse zusammengehören. Derselben Ansicht war auch v. Buch; Gegner war Omalius d'Halloy[2]).

Die Tatsachen sprechen aber direkt dagegen. Das Magma, von dem beide Gesteine herstammen, mag dasselbe gewesen sein; man mag auch zugeben, daß im Boden der Ebene von Astroni unter der jüngsten Alluvion von wieder aufgearbeiteten Tuffen die Masse der seitlichen Lava fortsetze und selbst in Berührung mit den zentralen Schlacken komme, welche über die schon gebildete Ebene ausgebreitet wurden, aber die beiden benachbarten und sich vielleicht berührenden Gesteine sind doch nach Alter und Herkunft verschieden und stehen jedenfalls nicht miteinander im Zusammenhang.

Fassen wir die Hauptdaten über die Geschichte des Vulkans der Astroni zusammen, so können wir sagen, daß dort zuerst ein wirklicher Lavaerguß stattgefunden hat. Geraume Zeit, nachdem dieser erkaltet war, erfolgte vielleicht durch dieselben Auswege, durch welche der Erguß stattgefunden hatte und als letzte Wirkung der Ereignisse, welche ihn begleitet hatten, erfolgte eine Explosion, welche den sehr regelmäßigen Ring des gegenwärtigen Kraters entstehen ließ. Der Ring der Astroni und ähnlicher Vulkane kann sich nur gebildet haben als Wirkung einer Explosion, welche ihren Ausgangspunkt an einer Stelle nahm, die nicht weit von der Oberfläche entfernt war; diese Explosion schleuderte vulkanische Gesteine, die sich viel früher im Innern gebildet hatten, die Lava der Ostwand des Kraters und die schon aufgehäuften Tuffe der benachbarten Vulkane in die Luft. Als die Explosion vorüber war, fand, vielleicht als ihre letzte Kraftäußerung und durch dieselben Auswege, die Schlackeneruption des Zentralkegels statt und ebenso die des Hügels Imperatrice. Dieser war ein wirklicher Vulkan wie die Senga und der Monte Nuovo, hervorgebracht durch einen subaërischen Ausbruch, welcher wahrscheinlich in einer viel kürzeren Zeit vor sich ging, als derjenige der Senga. Nachfolgende Explosionen bildeten in den letzten Stadien des Ausbruchs in der Fortsetzung der größten Achse des Hauptkraters einen Riß, verrückten den Krater und bildeten eine andere kleine seitliche Vertiefung. Als letztes Produkt der vulkanischen Tätigkeit traten hier und da Exhalationen schwefeliger Säure und Fumarolen auf, welche das Gestein bleichten oder die eisenhaltigen Gemengteile in Limonit überführten, sie hellrot färbend. Spuren ähnlicher Veränderungen kann man im östlichen Hügel sehen, längs der Straße, welche der Spalte im Innern folgt. Hier wie in anderen Teilen bemerkte sie schon Roth, der sie, ich weiß nicht mit welchem Rechte, für Erzeugnisse der Chlorwasserstoffsäure hielt; in den Rissen des Gesteins beobachtete er Kristalle von Eisenglanz. Es gab dort auch Thermen, die schon Pietro da Eboli (1212—21)[3]) erwähnte. Die Inschrift vom Jahre 1668 an dem sogenannten Grabe von Virgil in Neapel am Eingang in die alte Grotte von Pozzuoli[4]), ebenso Philiatri[5]) in seinem Werke über Thermologie erwähnen die Thermalquelle von Astroni, die in der Ebene lag, rechts, wenn man von Torre d'Ingresso kommt, nahe bei dem ersten See; Hamilton[6]) konnte aber ihre Spuren nicht mehr auffinden.

---

[1]) v. Buch, Physik. Beschreibung der Canarischen Inseln. S. 338—47: Über Erhebungskratere u. Vulkane.
[2]) Atti settima adun. scienz. it. 1846, S. 1123.
[3]) Carmen de balneis Puteolanis.
[4]) Sarnelli, Guida de Forestieri, S. 6.
[5]) S. B. Philiatri, Thermologiae Aragoniae. Napoli 1668.
[6]) Hamilton, a. a. O. S. 67.

Der Schlackenausbruch ist früher anzusetzen als derjenige der Senga, weil die Schlacken dieses Vulkans die äußeren Abhänge des Tuffkraters der Astroni bedecken, außerdem sind, wie ich bereits hervorgehoben habe, die Bildungen der Astroni weniger vollkommen erhalten. Bei dieser Aufeinanderfolge von Phänomenen ist der Krater der Astroni geradezu ein klassischer, er erinnert ungemein an den Vesuv und die Somma, indessen hat er bedeutend kleinere Dimensionen und regelmäßigere Bildungen. Schon Roth[1]) hat diesen Vergleich angestellt.

Der ebene Boden des Kraters wird von Anhäufungen eingenommen, die von den umliegenden Abhängen stammen, weil sie aus Bruchstücken von Feldspaten, Augit, Magnetit und anderen Mineralien vulkanischen Ursprungs bestehen. Unter den anderen gelegentlichen Bruchstücken finden sich Bimssteine in kleinen Stücken, welche sich lange Zeit auf dem Wasser schwimmend erhalten und dann von anderen schwereren Materien getrennt, in Haufen ans Ufer kommen, im kleinen eine Erscheinung darbietend, wie sie sich im großen überall im See- oder Meereswasser wiederholt.

V. Fondo Riccio und Concola.

Von diesem ausschließlich Schlacken führenden Krater, der denen der Senga und Astroni gleicht, aber älter und tief zerstört ist, sind nur wenige Schlacken untersucht von Monticelli[2]), Breislak[3]), Scacchi[4]) und Roth[5]). Als ein besonderer Krater wurde er von de Lorenzo[6]) angesprochen gelegentlich einer mit mir unternommenen Exkursion (vgl. Fig. 12 S. 40).

Auf dem Abhang des Kraters von Campiglione zeigen sich westlich vom alten Kloster S. Angelo auf dem Wege, der den gleichnamigen Hohlweg hinabsteigt, oberhalb der Casa Manganella der topographischen Karte Italiens oder Volpe der neapolitanischen Karte, von einer Höhe von 250 m an abwärts auf dem Boden rote Schlacken, die allmählich immer häufiger werden und von 180 m abwärts eine zusammenhängende mächtige Masse bilden, bis bei dem sogenannten Fondo Riccio (auf den neapolitanischen Karten Perillo genannt) eine nicht gerade umfangreiche aber ziemlich deutliche Vertiefung zum Vorschein kommt, welche nach vielen Anzeichen der alte Krater des Vulkans gewesen zu sein scheint, obwohl er sich nicht im mathematischen Mittelpunkt der ausgeworfenen Schlackenmassen befindet, sondern nahe ihrem äußersten östlichen Ende.



Fig. 15. Zwischen Manganella und Fondo Riccio.
1. Grauer Tuff; 2. erdiger Puzzolan; 3. Boden der Oberfläche.

Diese Vertiefung, die sich noch auf dem äußersten Abhang des Kraters von Campiglione zwischen 120 und 150 m und mindestens 80 m über der Ebene von Teano befindet, ist regelmäßig kreisförmig mit 200 m Durchmesser und ca 10—15 m tief. Ringsherum, ausser vielleicht an einigen Stellen im O, finden sich Anhäufungen von Schlacken, welche mehr oder weniger deutliche Bänke bilden, die alle gegen das Innere der Umwallung einfallen und, obwohl sie nur 1—2 m mächtig sind, die Kraternatur der Vertiefung deutlich bekunden. Nach innen zu findet man

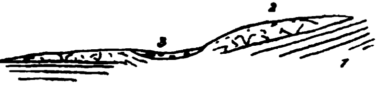


Fig. 16. Schematisches Profil durch den Schlackenkrater des Fondo Riccio. Maßstab 1:12000.
1. Gelber Tuff; 2. Schlacken; 3. grauer Tuff.

[1]) Roth, Studien am Monte Somma, S. 6.
[2]) Monticelli, In agrum puteolanum camposque phlegraeos commentarium. Neapoli 1827, S. 12.
[3]) Essais minér. S. 223.
[4]) Campania S. 237.
[5]) Roth, Vesuv, S. 513.
[6]) G. de Lorenzo, Il cratere di Vivara nelle isole Flegree. (Atti R. Acc. d. Sc. fis. e mat. Napoli 1901, Sér. 2a, Vol. X.)

das Einfallen nur auf einem ziemlich beschränkten Raum, nach außen zu erstreckt es sich weiter und ohne Unterbrechung. Die kraterähnliche Vertiefung ist mit kleinen Bimssteinen und sehr feinem Tuffe angefüllt, der entweder durch Auswaschung aus den benachbarten Schlackenmassen oder durch Bäche dort angehäuft sein kann, welche von den höheren Abhängen des Berges Corvara herabkamen.

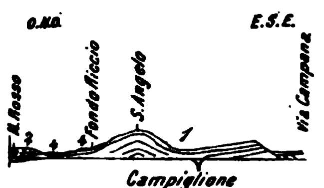


Fig. 17. Vom Krater des Fondo Riccio bis Via Campana. 1:100000.
1. Gelber Tuff; 2. grauer Tuff; 4. Hypokristallinische Schlacken.

Ich glaube nicht, daß es sich hier um die Auffüllung eines kleinen Seebeckens handelt, weil der Boden für das Wasser zu durchlässig ist. Geht man den Hohlweg hinab, so bemerkt man 60 m über der Ebene von Teano das Liegende der Schlacken, das aus gelbem pisolithischem Tuff besteht, der in ziemlich regelmäßigen Bänken 6° nach S einfällt, und den man auf der Südseite und auf der Westseite des Hügels durchschreitet, ohne weiter auf Schlacken zu stoßen. Auf der Nordwestseite setzen sie sich fort und werden auf eine kurze Strecke auch von dem Hohlweg gekreuzt, auf dem Boden des Tales zwischen Monte Rosso und Monte Corvara westlich vom Pittariello. Westlich von der Vertiefung bilden sie eine ziemlich ausgedehnte Masse beim Landgut Manzella um die Concola herum auf dem östlichen Abhang des Monte Rosso, der ihnen vielleicht seinen Namen verdankt.

Die Concola ist eine ziemlich regelmäßige elliptisch geformte Vertiefung, welche sich weit nach O gegen das Tal ausdehnt, die Länge wie die Breite beträgt 120 m, die Tiefe mindestens 50 m; ich würde sie für eine Grube im Tuff halten, wenn sich nicht der gelbe Tuff nur in der Tiefe im südlichen Teile befände und von einer Beschaffenheit wäre, die sich wenig zu technischen Verwendungen eignet, während der größte Teil der Wände aus Schlacken besteht. Auch halte ich sie nicht für einen Schlackenkrater, weil die Schlacken nicht ringsherum angehäuft sind, sondern in Bänken auftreten, welche von SW nach NO einfallen und einen wenig mächtigen Mantel nach Süden und fast den ganzen Absturz nach Norden bilden. Ich bin daher der Meinung, daß die Concola ein seitlicher Explosionskrater ist und sich später gebildet hat als derjenige, der die Schlacken auswarf.

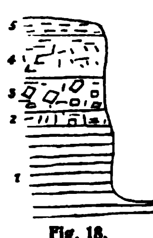


Fig. 18.
Die Concola.
1. Gelber Tuff;
2. Schlacken;
3. Breccie;
4. Rote Schlacken;
5. Grauer Tuff.

An keiner anderen Stelle des Monte Rosso finden sich Spuren von Schlacken, sie sind vielleicht unter dem Tuff begraben, da sie sich auch nicht in der Umgegend finden, sondern nur am Rande der Spalte, die wahrscheinlich bei der Explosion entstand und südlich vom Kloster Sant' Angelo am Bezirk von Teano liegt, und in kleinen Quantitäten und von geringen Dimensionen bis zum inneren Abhang des Campiglione östlich von dem erwähnten Kloster. Über den Schlacken folgt kein anderes Gestein; nur mitten im Krater, im Fondo Riccio fand ich Decktuff: oberflächlich abgeglittene Massen von dunkelgrauem oder gelblichem Tuff mit Stücken von grauem Bimsstein und einer Art tonigen grauen Puzzolans (Fig. 15 auf S. 55) bilden das Hangende, das meist $^1/_2$—$1\frac{1}{2}$ m mächtig ist, mit einer ziemlich unregelmäßigen Kontaktfläche; in einigen Punkten aber, im höchsten Teile des Abhangs von Sant' Angelo haben sie dieselbe Neigung wie der Hügel selbst, welche etwa 6° nach W 20° S beträgt. Eine dünne Schicht feinen grauen Tuffs deckt sie in den höchsten Partien der Concola.

Kein anderer Schlackenvulkan der Phlegräischen Felder ist so gänzlich zerstört wie dieser, obwohl seine Grundzüge noch erhalten sind. Indessen sieht man, besonders auf der Westseite des Landguts Riccio, bis zu 30 und 60 m hohe Schlackenwände.

Die Schlacken scheinen etwas kompakter und häufiger in dem unteren Teile zu sein, der direkt über dem gelben, pisolithischen Tuff in dem Hohlweg von Sant' Angelo liegt,

im übrigen sind sie stets blasig und sehr schwammig. Zuweilen bestehen die Stücke aus konzentrischen Zonen, oder sie sind innen blasig, außen kompakt; auch gänzlich kompakte Stücke, wie sie beim Monte Nuovo vorkommen, fehlen nicht. Sie sind in ziemlich regelmäßigen oder wenigstens im großen unterscheidbaren Bänken angehäuft und bestehen in den entfernteren Punkten gegen Sant' Angelo, aus Bruchstücken, die so groß sind wie eine Haselnuß, oder aus eckigen Massen von jeder Größe von 1/2 m und weniger Halbmesser ohne irgend eine Kohärenz und sehr leicht zu zerbröckeln. Sind sie groß, so sind sie wie Fladen breitgedrückt, und zuweilen, wie z. B. auf dem Landgut Riccio, sehen sie wie Seil-Lava aus, als wären sie eine Zeit lang geflossen. An derselben Stelle finden sich in den Schuttmassen zahlreiche Bomben von verschiedener Größe.

Die Farbe und einige andere Eigenschaften wechseln in verschiedenen Punkten des Vulkans. Um das Landgut Riccio haben die Schlacken eine sehr lebhafte rote bis weinrote Farbe, wie man sie sonst in den Phlegräischen Feldern nicht antrifft, dann wechseln auch rote und schwarze in gleichem Verhältnis miteinander ab. Sie sind beim Pittariello und an der Concola ganz schwarz und haben bei der Concola, wo sie im allgemeinen seltener auftreten, größere Dimensionen. Südöstlich vom Landgut Riccio sind sie auf eine kurze Strecke hin gelblichweiß, jedenfalls durch die Wirkung der gasigen Ausströmungen. Dort findet man auch Poren mit Eisenglimmer angefüllt, die auch von Monticelli (S. 12) beobachtet wurden, und zwar in ziemlich großen Blättchen.

Diese Gesteine sind petrographisch noch nicht genau untersucht. In den dichteren Bruchstücken der Schlacken bemerkte Roth Sanidin, in den mehr blasigen grünen Augit und etwas Biotit. Manasse[1]), der sich an dieses Studium gemacht hat, fand, daß alle Schlacken zum Augit- und Ägirintrachyt gehören. Die schwarze Schlacke der Concola und diejenige des Weges nach Moscaglione zeigt schon mit bloßem Auge wenige Einsprenglinge von Feldspat, Biotit und Pyroxen. Unter dem Mikroskop findet man sie bestehend aus einem sehr blasigen, helltabakfarbenen Glas mit höchstens 20/100 mm langen Mikrolithen und Bündeln von Sanidin und häufiger auch von Augit. Unter den Einsprenglingen finden sich Sanidin mit Einschlüssen von Glas, Apatit und anderen Gemengteilen einschließlich Plagioklas, wahrscheinlich auch Anorthoklas und häufiger Kalknatron-Feldspat, der vorwiegend zum Anorthit gehört, aber auch zum Andesin und vielleicht zum Oligoklas. Der grüne Augit mit Einschlüssen von Glas, Magnetit und Apatit ist stets von einem großen Kranz von Magnetit umgeben und häufig von einer Hülle von Ägirin, welcher sich auch in selbständigen Kristallen findet. Hornblende, auch von Magnetit begleitet, kommt sehr selten vor; häufiger ist Biotit, nicht selten Hauyn. Magnetit kommt in Körnchen vor, welche das Glas dunkel färben, außerdem in großen Körnern und wird von einigen Flecken von Hämatit begleitet.

Die rote Schlacke der Concola[2]) besitzt dieselben Eigenschaften, hat vorwiegend Einschlüsse von Plagioklas, aber ohne Hornblende und Hauyn in einer roten, sehr porösen Glasmasse. Magnetit wird meistens ersetzt durch Hämatit mit etwas Limonit. Manasse hat einige Analysen der Schlacken des Muscaglione und der Concola, zugleich mit einer Analyse der Schlacken vom Landgut Riccio, welche ziemlich reich an Eisenglimmer sind, gemacht, von denen ich eine hier mitteile. SiO_2 51,48; Al_2O_3 17,80; Fe_2O_3 14,27; F_2O 1,59; MnO 0,15; CaO 0,89; MgO 1,04; K_2O 5,64; Na_2O 4,94; Cl 0,46; P_2O_5 Spuren; SO_3 Spuren; Co_2 Spuren; Verlust 0,79; Summe 99,05. Zum Unterschied von den Schlacken der Senga, der Astroni und des Monte Nuovo finden sich unter ihnen bald mehr, bald

---

[1]) E. Manasse, Rocce trachitiche del cratere di Fondo Riccio nei campi Flegrei I. (Rendiconti Acc. Lincei sc. fis. e mat., 19. gennaio 1902.)

[2]) Manasse, a. a. O. 2 Febb. 1902.

weniger verschiedenartige eckige Bruchstücke. Darunter sind solche von gelbem Tuff besonders häufig und von großen Dimensionen in der Concola und beim Pittariello; beim Landgut Riccio befinden sich bis 1/2 cbm große durch die Hitze gerötete Bruchstücke. Dort findet sich auch kompakter Trachyt oder solcher, der durch Mineralien bildende Agentien tief zersetzt und bimssteinartig geworden ist. Bei gewissen Stücken von 1 cbm und mehr erkennt man sehr gut, daß sie beim Herabfallen die unterhalb befindlichen schlackenartigen Bruchstücke zerhackt und zerdrückt haben. Es findet sich dort auch kompakter Trachyt mit reichlichem Glimmer, einem Gestein, das man sonst gewöhnlich hier nicht antrifft; diese Bruchstücke sind, soweit sie sich innerhalb roter Schlacken befinden, durch die Hitze rot gefärbt, sei es durch und durch, sei es nur an der Oberfläche. Der Trachyt kommt mehr in großen Stücken als in kleinen Fragmenten vor. Einige davon hat



Fig. 19. Östlich von Fondo Riccio. Trachytbomben, welche Schlackenbänke zusammenpressen.

Manasse (a. a. O., 2. März 1902) beschrieben. Der kompakte Trachyt, mit 62,60 Proz. Kieselsäure, hat eine fluidale, glasige, farblose Grundmasse mit Mikrolithen von Sanidin, seltener mit Augit, Biotit und Magnetit mit Limonit. Die Einsprenglinge sind Sanidin mit Einschlüssen von Gasen, Glas und Apatit, seltener Plagioklas, der wahrscheinlich Andesin ist, häufiger sind Augit, dann Biotit und Magnetit mit Flecken von Limonit und Hämatit. Der poröse Trachyt besteht fast gar nicht aus glasiger Masse, vielmehr meist aus Mikrolithen von Sanidin, auch von Kalknatron-Feldspat, der in der Mitte zwischen Oligoklas und Andesin liegt und aus sehr zersetztem Biotit. Die Einsprenglinge sind selten Sanidin, häufiger Kalknatron-Feldspat, d. h. meist basischer Andesin, aber auch Bytownit und Anorthit, die häufig trübe und mit undurchsichtigem Stoffe bedeckt sind, ferner Biotit häufig mit Einschlüssen von Apatit, und Magnetit, der 58,60 Proz. Kieselsäure enthält.

Der ziemlich poröse, dunkelrote Biotittrachyt hat eine Grundmasse von Mikrolithen von Sanidin, Biotit, selten Augit und Apatit mit Flecken von Hämatit und Limonit. Die Einsprenglinge sind meist Biotit, der häufig zersetzt ist, durchsichtiger Sanidin, Bytownit und Anorthit, Pyroxene von der Reihe Diopsid—Augit. Er enthält 52,74 Proz. Kieselsäure.

Ein von mir nahe bei dem Fondo Riccio aufgesammeltes Stück besteht aus Sodalithtrachyt ähnlich demjenigen des Monte di Procida. Obsidian kommt sehr selten vor. Hellfarbige Bimsteine kommen nur zusammen mit Tuff nördlich von der Concola entlang einer Vertiefung, welche sich zum Monte Rosso erstreckt, in beträchtlichen Massen vor. Auch Breislak[1]) hat sie dort festgestellt, und Manasse hat eine Analyse davon gegeben, die ich weiter unten mitteile.

Bei dem Gute Pittariello und am Fußpfad, der von Teano zum Monte Ruscello führt, fällt der gewöhnliche gelbe pisolithische Tuff nicht mehr nach W, sondern 10° nach SO ein, so daß es scheinen könnte, als bildete er eine Synklinale längs jenes Tales. Die Schlacken über ihm sind sämtlich schwarz von breitgequetschter Gestalt und bilden 0,50 m mächtige Lagen von 3—4 m Durchmesser. Sie sind sehr reich an großen Einschlüssen von gelbem Tuff, die bis 1 cbm Größe erreichen und an Trachyten. Um die Concola herum bemerkt man die Schlacken nur an ihren steilen Wänden, sie erreichen eine geringere Mächtigkeit auf der Süd- als auf der Nordseite, wo sie sich in einem kleinen Hohlwege fortsetzen und dann mit denjenigen des Fondo Pittariello und des Fondo Riccio sich vereinigen.

Eine dünne Schicht grauen Tuffes verbirgt sie auf der Höhe des Monte Rosso; in der Tiefe ruhen sie auf dem gewöhnlichen gelben pisolithischen Tuff. Am Fuße kommen die roten und schwarzen Schlacken im Verhältnis zu den großen und zahlreichen Aus-

[1]) Essais min., S. 223.

würflingen von gelbem Tuff selten vor. Breccien von Schlacken und Tuff finden sich in einigen Punkten auch in den höheren Bänken eingeschaltet.

Bimssteine kommen am Fuße der Concola wenig vor, häufig jedoch in großen Stücken nach N zu und zwar mit Tuffbruchstücken, welche durch ihre abgerundete Form Spuren der Fortbewegung durch Wasser zeigen, und mit großen breitgequetschten schwarzen Schlackenstücken. Man kann wohl annehmen, daß während der ersten Periode des Ausbruchs viele Materialien ins Meer gefallen sind.

Wir fassen unsere Auseinandersetzungen dahin zusammen, daß ziemlich lange nach der Bildung des Kraters von Campiglione, und als derselbe und die umliegenden Hügel niedriger waren und dem Meere näher lagen, am tiefsten Punkt des westlichen Abhangs des Kraters eine Schlackeneruption stattfand, welche ihren Krater im heutigen Fondo Riccio besaß.

Der Krater lag etwas exzentrisch, vielleicht weil auch andere sekundäre Schlöte sich mehr nach W öffneten oder weil auf dieser Seite Einsenkungen, auf der Ostseite Anhöhen vorhanden waren, jedenfalls ist es Tatsache, daß auf der Westseite die Schlacken sich weiter ausgebreitet haben. Die ununterbrochene Kontinuität verbietet unzweifelhaft anzunehmen, daß die Schlacken der verschiedenen Gegenden verschiedene Zentren besitzen, obwohl sie sich durch weniger bedeutsame Eigenschaften ein wenig voneinander unterscheiden.

Die Explosionen brachten im Beginn des Ausbruchs viele und große Auswürflinge vom unterliegenden gelben Tuff heraus, sodann Schlacken mit verhältnismäßig wenig Projektilen von Tuffen und Trachyten. Wirkliche Lavaströme erschienen nicht. Vielleicht fielen die anfangs ausgeworfenen Massen ins Meer. Die folgenden, mit der langsamen Emersion des Bodens gleichzeitigen Denudationen haben teilweise die Schlackenanhäufungen freigelegt, die Täler vertieft und die ausgeworfenen Massen in zwei oder drei Teile geteilt. Die größte Ausdehnung der Schlackenmasse von der Concola gegen die Manganella betrug 2 km, die größte Breite ungefähr 750 m. Scacchi[1]) war der Ansicht, daß diese Schlacken vom Tuffkrater des Campiglione herausgeschleudert worden waren, aber der Augenschein lehrt, daß diese Ansicht unrichtig ist.

VI. S. Maria del Cavone. S. Maria del Pianto.

Auf einer Strecke von mehr als 2½ km liegen in Neapel von S. Maria del Cavone und besonders von der Barriera dei Ponti Rossi bis S. Maria del Pianto, durch Zwischenräume unterbrochen, die Reste eines Ausbruchs, der zwischen dem Auswurf der gelben und der grauen Tuffe stattfand. Seine Produkte sind längs des Cavone gut erkennbar. Nur Breislak hatte trachytische Schlacken bei S. Maria al Monte, etwas weniger als 2 km nordwestlich von S. Maria del Pianto und in den dazwischen liegenden Schluchten beobachtet.

Fig. 20. Von S. Maria del Pianto bis Ponti Rossi. 1 : 100000.
1. Gelber Tuff; 2. Grauer Tuff; 4. Schlacken.

I. Die tieferen Bänke treten auf der rechten Seite des Cavone unterhalb der Villa De Raffaele auf und liegen direkt auf dem gelben Tuffe, der sich von Capodimonte her bis dorthin ausdehnt, obwohl er auf der linken Seite des Baches und nach S. Maria al Monte gänzlich von jüngerem grauem Tuffe verdeckt wird. Dort und

[1]) Campania, S. 237.

eine gewisse Strecke bergauf nach S. Maria al Monte zu sieht man eine Reihe bis zu 10 m mächtiger Bänke von grauen Bimssteinen mit Feldspatkristallen, von Obsidian, Schlacken, grauem kompaktem Trachyt mit Glimmer und Hornblende in großen eckigen Bruchstücken, niemals jedoch in wirklichen Strömen; von grauen Trachyten, die oft im Innern kompakt, nach außen schlackenartig sind; von kompaktem, grauem oder rotem Leucittephrit von gleichmäßigem Korn wie Sandstein oder Quarzit, mit Flecken von Hämatit und sehr selten mit Einsprenglingen. Die Größe der Trachytmassen südwestlich von der Kirche geht bis 1 cbm, und dort in der Nähe ist wahrscheinlich der Krater gewesen. In den unteren Schichten der Bank gegen die Villa De Raffaele zu sind die Massen noch vom gelben Tuff umhüllt.

Im dunkelgrauen kompakten Trachyt finden sich nach dem makroskopischen Befund zahlreiche große Feldspate in Zwillingen, die hier und da nur skelettartig entwickelt sind; Biotit und Pyroxen in kleinen Kristallen und Körner von Olivin kommen selten vor. In der reichlichen glasigen, undurchsichtigen Grundmasse sieht man unter dem Mikroskop isolierte Mikrolithen von Sanidin; einige von etwas größeren Dimensionen sind Anorthit. Unter den Einschlüssen finden sich größere Feldspatkristalle in Zwillingen nach dem Karlsbader, Periklin- und Albit-Gesetz; häufig ist Sanidin mit Auslöschung auf *M* von 0° verflochten wie Mikroperthit mit Plagioklasen von schwacher, zuweilen aber dichter und gut sichtbarer Streifung, und mit schwachen Interferenzfarben und häufig undulöser Auslöschung. Ein vierfacher Kristall zeigt Sanidin in der Mitte, Bytownit-Anorthit auf der einen, Labradorit auf anderen Seite. Andere Zwillinge mit Auslöschung auf *M* von —36 bis +51° sind in der Mitte saurer. Der Anorthit mit einer Auslöschung von 34—52°, die zuweilen undulös ist, herrscht vor. Selten dagegen findet man Biotit. Die Reihe der Pyroxene und Amphibole ist mannigfaltiger als in anderen Gesteinen, auch typischer Augit mit einer Auslöschung von 40° fehlt nicht. Andere grüne prismatische Kristalle sind im Innern meistens schwach pleochroitisch mit starken Interferenzfarben und Auslöschungswinkel von 64°, das sind Ägirinaugite mit zarter, aber gut entwickelter Umhüllung von Ägirin; dieser zeigt eine brillante grüne Farbe, intensiven Pleochroismus nach gelb zu, ist optisch negativ mit einer Auslöschung von ungefähr $c:\mathfrak{c} = 92°$. Er findet sich aber nicht in isolierten Kristallen. Dann gibt es sehr wenige Mikrolithen von Hornblende mit Pleochroismus von grasgrün zum hellsten grün, lebhaften Interferenzfarben, prismatischer Spaltbarkeit und einer Auslöschung von 24° auf (010); selten kommt grüner arfvedsonitähnlicher Amphibol mit sehr schwachem Pleochroismus und sehr schwachen Interferenzfarben, mit Auslöschung von 8° und Absorption $\mathfrak{a} < \mathfrak{b} < \mathfrak{c}$ vor.

In der aschfarbenen, etwas schlackigen, glasigen Varietät ist die glasige Grundmasse durchscheinend und enthält unzählige kleine Opacite von Magnetit, welche dem Gestein eine dunkle Färbung verleihen, mit Flecken von Limonit und Mikrolithen von Sanidin, wie in den Flammen des Piperno. Unter den Einsprenglingen ist im Gegensatz zu den vorhin erwähnten Exemplaren der Sanidin sehr selten, manchmal mit Plagioklas verwachsen, häufig in einer dünnen Zone an der Peripherie oder auch in der Mitte längs der Symmetrieebene der Karlsbader Zwillinge. Häufig sind Plagioklase mit Glaseinschlüssen längs den Spaltungsflächen, häufig miteinander verwachsen, auch verzwillingt nach dem Albit- und Periklin-Gesetz, fast immer mit sehr dünnen Zonen, die abwechselnd mehr basisch oder sauer sind, gleichsam als ob es sich um polysynthetische Struktur handelte; ihre Auslöschung ist häufig undulös. Hinsichtlich der sehr deutlich hervortretenden zonaren Struktur dieses Plagioklases ist die Theorie von Michel-Lévy annehmbar, der darin die Folgen einer submikroskopischen Verzwillingung nach dem Albit- und Periklin-Gesetz sieht. Die Auslöschungswinkel bewegen sich mit großer Beständigkeit von —23° 50′ bis —34° auf (001), und —34° auf (010), so daß die untersuchten Kristalle sämtlich zum Anorthit zu

rechnen sind. Der Augit, der auch nach (101) verzwillingt und längs der Spalten entfärbt ist, kommt weniger häufig vor als die Feldspate; basaltische olivengrüne oder braungelbliche Hornblende ist seltener. Etwas häufiger kommt rötlicher, etwas entfärbter Biotit vor, er ist stets begleitet und wird zuweilen sogar ganz durch Magnetit gleichsam ersetzt. Grobe Körner von Magnetit kommen selten vor und sind zuweilen in Augit und in Hornblende eingeschlossen.

In einigen Flecken oder Schlieren dieses Gesteins ist der glasige Teil weniger umfangreich, und es dominieren die Mikrolithen und Bündel von Sanidin. In einigen Exemplaren von eben beschriebener Beschaffenheit bemerkte man den Beginn einer Veränderung, welche sich äußerlich durch Rötung gewisser Stellen kund gibt; sie hat aber die Mikrolithen des Sanidins und des Magnetits noch kaum ergriffen, vielleicht weil die Grundmasse wenig durchlässig gegen Wasser ist. Der Anorthit ist stets mehr oder weniger trübe und verändert und besitzt lebhaftere Interferenzfarben, die ich auch sonst in Begleitung von beginnender Veränderung auftreten gesehen habe, aber der Auslöschungswinkel bleibt derselbe. Der Augit ist deutlicher zonar aufgebaut, als ich sonst bei Gesteinen der Phlegräischen Felder beobachtet habe; er ist von heller Farbe, und auch im direkten Lichte kann man helle durchsichtige Zonen beobachten, die deutlich von den äußeren oder mit ihnen abwechselnden grünlichen verschieden sind. Im polarisiertem Lichte erscheinen weniger lebhafte Interferenzfarben, als in den nicht veränderten Exemplaren. Auch die Auslöschungswinkel werden kleiner, so daß das Mineral sich durch Abnahme des Natron- und Eisengehaltes dem Diopsid nähert. In den wenig veränderten Kristallen mit lebhafteren Interferenzfarben ist der Auslöschungswinkel auf (010) 45°, in einem Falle 50°, in den anderen sinkt er auf 38° 20′, hält sich aber für gewöhnlich auf 40—44°. Bei einem Kristall betrug er in den äußeren Partien 36° 30′, in den inneren und in einer Zwischenschicht 44°. Die braune Hornblende besitzt ockerartige Flecke. Die im Biotit eingeschlossenen Mikrolithen des Magnetits und ebenso die großen Körner sind gänzlich oder teilweise in Limonit umgewandelt, bisweilen mit Flecken von Hämatit.

Von den bisher beschriebenen Gesteinen weicht der kompakte Leucittephrit mit 49,34 Proz. Kieselsäure ab. Nach der Beschreibung von **Manasse** ist die Struktur holokristallinisch, und die Anordnung der Gemengteile der Grundmasse ist deutlich eine fluidale. Zu den wesentlichen Gemengteilen gehören Plagioklas, Leucit, Augit, Magnetit, Ilmenit, Eisenglanz, Limonit, Apatit in kleinen Nadeln und ausnahmsweise Olivin. Der Plagioklas der Grundmasse bildet Leisten von geringer Breite (7 μ lang, 4 μ breit) mit Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz. Nach dem Auslöschungswinkel zu schließen haben wir es mit sauren Labradoriten zu tun, welche dem Andesin nahe stehen.

Der sehr frische, nur manchmal um die Ränder in Kaolin umgewandelte Leucit zeigt kleine Kristalle von polygonalem Umriß, deren Kanten und Ecken jedoch bis zur Körnerform abgerundet sein können. Sie enthalten peripherisch angeordnete Einschlüsse (Augit, Apatit, Magnetit usw). Die Doppelbrechung fehlt vollständig. Nach den Analysen von **Manasse** weisen sie reichlich Kali auf. Der grünliche und nicht pleochroitische, manchmal in Eisenglanz und Limonit umgewandelte Augit bildet kurze prismatische Individuen mit dem Auslöschungswinkel von 40—45° auf (010).

An Einschlüssen enthält der Augit Glas, Magnetit und Ilmenit. Der grüne Olivin in Körnerform und ohne Umwandlung ist akzessorisch. In einigen Exemplaren kommt auch Sodalith vor. Der Labradorit ist auch als Einsprengling entwickelt, die Brechung ist im Vergleich mit dem Canadabalsam $\alpha > n$, $\gamma < n$. In den Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz ist der Auslöschungswinkel 30°.

II. Entfernen wir uns von der zuletzt erwähnten Stelle, so treffen wir andere Massen an mit besonderen charakteristischen Merkmalen. Unterhalb der Kirche S. Maria al Monte befinden sich unten unregelmäßige meist dünne Bänke, die zusammen 4—5 m Mächtigkeit besitzen, in

denen Bimssteine nur wenig vorkommen, die anderen Bestandteile in kleinen Bruchstücken. Abgesehen von den Bimssteinen überwiegt grauer, kompakter Biotittrachyt und Obsidian, dagegen kommen auch kleine Bruchstücke von mikrokristallinischem Augittrachyt vor, welcher körnig, weiß und schwarz und ähnlich demjenigen ist, der kleine Ströme nördlich vom Averner See bildet, außerdem noch Auswürflinge von gerötetem Tuffe. Diese Bänke verschwinden im Boden, wenn man längs des Cavone mehr in die Höhe geht.

III. Höher hinauf liegen Bimssteinbänke, welche unterhalb S. Maria al Monte ungefähr 4 m Mächtigkeit und noch etliche rote Schlacken besitzen, von denen einige die Größe von 1 cbm erreichen. Sie nehmen den größten Teil der Abhänge des Cavone in ihren tieferen Partien ein. Wenige Meter talabwärts von der Barriera dei Ponti-rossi entfernt bildet der schwarze oder dunkelgraue Bimsstein mit seinen großen Plagioklaskristallen noch mächtige Anhäufungen in Stücken bis zu 1/2 cbm und wird von Schlacken und Bruchstücken von Trachyt begleitet, dessen Grundmasse überwiegend glasig, kompakt, schwarz in reflektiertem, grünlich in durchfallendem Licht ist, und von der sich der Bimsstein nur durch größere Zerteilung der Masse unterscheidet. Schon mit bloßem Auge erkennt man in diesem Trachyt wenig Pyroxen, etwas mehr Biotit in kleinen Kristallen und viele Feldspate. Mikroskopisch ist das Glas grün bis sehr hellbraun, ohne Blasen oder sehr feinblasig, mit sehr wenigen aber deutlich unterscheidbaren Mikrolithen von Sanidin und brauner Hornblende mit sehr deutlichen Spaltungsebenen, starkem Pleochroismus, braunrötlich nach $\mathfrak{a}$, grünlich, dunkelbraun, auf (110) bis zu 0° auslöschend.

Ebenso häufig als die Hornblende, nur größer, sind die Kristalle des hellgrünen Augits, welcher einen konstanten Auslöschungswinkel von 45—48° besitzt, also von sehr gleichförmiger Beschaffenheit sein muß. Ein Hornblendekristall war in einem zehnmal größeren Augitkristall eingeschlossen, ein anderer war auf einem Pinakoid von Augit aufgewachsen. Große Feldspateinsprenglinge, augenscheinlich von Albit, haben die Gitterstruktur von Mikroklin, unterscheiden sich aber durch den Brechungsindex und besitzen infolgedessen Auslöschungen zwischen 12° und 17°.

Oberhalb der Barriera besitzt die Bimssteinbank eine Mächtigkeit von 7 m, sie ist aber weniger kompakt und zum größeren Teile mit pulverigen Bruchstücken vermischt. Die dunklen Bimssteine, die zuweilen Glimmer enthalten, besitzen noch eine Größe bis zu 1/4 cbm und kommen zusammen mit schwarzen Obsidianen vor, die entweder kompakt oder bimssteinartig sind, jedoch nur mehr nach innen, wo zuweilen grobe Kristalle von Plagioklas angetroffen werden, endlich auch mit kleinen Bruchstücken von Trachyt. Hier bemerkt man auch flache trachytische Geschiebe wahrscheinlich marinen Ursprungs, welche beweisen, daß wir uns an der Peripherie eines subaërischen Vulkans befinden, da wo das Meer mit ihm in Berührung kam.

Mehr nach S. Maria del Cavone zu werden die Bimssteine kleiner, nicht weit von der Kirche treten sie noch in einer Mächtigkeit von 1,50 m zu Tage und werden von Schichten bedeckt, die durchaus den Charakter von Alluvionen tragen.

IV. Diese Schichten, welche ein wenig unterhalb der Kirche S. Maria del Cavone ausgehen, und deren größte Mächtigkeit 4 m beträgt, bestehen aus grauem Tuffe, in welchem ziemlich große Bimssteine, schwarze Obsidiane, häufig große Schlacken und Bruchstücke angehäuft sind, die bis apfelgroß und häufig augenscheinlich gerollt sind; sie rühren von verschiedenen kompakten Trachyten her, die nicht sehr von denjenigen der unteren Schichten abweichen, aber doch irgendwie einen verschiedenen Charakter haben; manchmal sind sie sehr reich an Glimmer in einer grauen Masse mit weißen Flecken von Sanidin, der ziemlich reich an Apatit ist, oder in einer Masse von Sanidin und Plagioklasen; manchmal enthalten sie Glimmer und Amphibol, und manchmal sind sie sehr glasig mit und ohne

Glimmer, Sodalith oder Olivin führend, welcher meist in Pilit verwandelt zu sein scheint. Ferner kommen kleine Gerölle von Leucittephrit vor, sehr selten Stückchen und vielleicht aus zweiter Hand vom grünen Tuffe des Epomeo, selbst von Triaskalk. Die Kiesel sind meist platt und scheibenförmig, man sieht sie am besten in vielen kleinen Gruben links vom kleinen Gießbach. Diese Schicht ist ziemlich regelmäßig und zusammenhängend, nur ihre Sohlfläche über den Bimssteinbänken ist ziemlich wellenförmig und unregelmäßig und beweist so, daß eine subaërische Denudation vorangegangen ist.

Der Trachyt mit Glimmer in breiten Blättchen besteht aus Biotitkristallen, langen Prismen von grünem Augit und kleinen Einschlüssen von Magnetit zwischen Streifen von großen allotriomorphen Sanidinkristallen, die meist Zwillinge sind und hier und da kleinere und vollständigere, verschiedenartig orientierte Kristalle von Sanidin einschließen. Im Sanidin kommt sehr selten Zirkon vor, er ist aber, was sonst nicht der Fall, ganz von langen Mikrolithen von Apatit erfüllt, die radial geordnet sind.

In einigen gelblichweißen Varietäten sind große Blättchen von Biotit, und sehr seltene Magnetitkörner, ohne Amphibol oder Pyroxen, zwischen idiomorphen, aber unregelmäßigen Individuen von Sanidin verteilt, welche sehr viele glasige, längs den Spaltungsebenen unregelmäßig verteilte Glaspartikelchen und einige Nadeln von Apatit von zonarer Struktur enthalten und sehr trübe und gelblich sind durch die Veränderung der Glaseinschlüsse; häufig kommen Karlsbader Zwillinge vor mit Auslöschung auf (010) von ca 3° 30′ und parallel auf (001). Von diesen Zwillingen sah ich häufig Durchschnitte nach der Zone (100):(010), in denen wie gewöhnlich mit wachsender Neigung gegen (010) der stumpfe Winkel der Linien der Spaltung und der Anhäufung der Glaseinschlüsse nach (001) wächst; diese Linien werden symmetrisch von der Zwillingsnaht halbiert, und der Winkel der beiden Auslöschungsrichtungen wächst auch sehr rasch. Mit dem Sanidin finden sich, oft mit ihm verwachsen, kleinere und weniger häufige Kristalle von Labradorit und sehr selten von Anorthit. Große Flecken von Limonit, die besonders von der Veränderung des Biotits herrühren, finden sich hier und da. Ein identisches Gestein findet sich in der dritten Breccie von Vivara[1]).

Ein anderes Mal ist die Grundmasse farblos, durchscheinend, durch und durch glasig mit sehr kleinen Mikrolithen von Sanidin und Magnetit. Die Einsprenglinge, die wenig zahlreich vorkommen, sind Sanidin, sehr selten Biotit und ebenso selten Olivin. In großen Körnern findet sich auch Magnetit, der meist in Limonit verwandelt oder mit Aureolen davon umgeben ist. Durch Zersetzung geht die ganze Masse in Kaolin über aus schwach doppeltbrechenden Blättchen, mit Ausnahme einiger glasiger Partien, welche unverändert bleiben.

Bemerkenswert ist das Vorkommen von Augittrachyt mit Pilit, der sich wahrscheinlich aus Olivin gebildet hat. Es ist ein weißliches sehr kompaktes Gestein mit kleinen sichtbaren Einsprenglingen von Feldspaten, zuweilen auch von Glimmer und Augit. Die wenig glasige Grundmasse besteht größtenteils aus nach *P* tafelförmigen Kristallen von Sanidin, welche sich an einigen Stellen als Nadeln oder in leicht gebogenen Bündeln darbieten und an anderen Stellen in nach *M* allotriomorphen Individuen. Selten sind die Mikrolithen von leicht grünlichem Augit und von Magnetit. Reichlich vertreten sind, in Gruppen oder vereinzelt, sechsseitige Blättchen oder prismatisch verlängerte Mikrolithen, doppelbrechend, von hellgelber oder goldgelber Farbe, oft von einem Magnetitkristall ausstrahlend, und meist gruppiert in Räumen mit sechsseitigen, quadratischen oder rektangulärem Querschnitt, als ob sie Pseudomorphosen nach irgend einem anderen Mineral wären. Oft sind sie umgeben von mehr als doppelt so großen Kristallen von Augit.

---

[1]) De Lorenzo und Riva, Il cratere di Vivara, S. 24.

In diesen Mikrolithen kommen mitunter Glaseinschlüsse vor. Selten kommt eine Spaltbarkeit nach dem Prisma vor, und die von ihr herrührenden Linien sind kaum zu sehen. Sie besitzen Glasglanz; der Pleochroismus schwankt von dunkelbraungelb bis gelbbraun und hellgelb. Einige Schnitte parallel dem Orthopinakoid zeigen keinen Pleochroismus und bleiben immer dunkel. Der extraordinäre Strahl wird stark absorbiert; es ist $\mathfrak{c} > \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$. Die Interferenzfarben gehen meist nicht über Gelb der ersten Ordnung hinaus. Das Brechungsvermögen und die Doppelbrechung sind stark. Die Ebene der optischen Achsen fällt mit der Symmetrieebene zusammen. Der Auslöschungswinkel ist wegen der Kleinheit der Mikrolithe und ihrer Superposition sehr schwierig zu bestimmen, wenn sie aber isoliert vorkommen, so ist er gewöhnlich 0° bis + 8°. Es handelt sich hier sicher nicht um Låvenit, wie man wegen der verschiedenen Färbung, des starken Pleochroismus, der größeren Absorption und des ziemlich kleinen Auslöschungswinkels vermuten möchte, sondern um eine Varietät von basaltischer Hornblende. Auch in anderen Fällen sind mikroskopische Aggregate von Hornblende bekannt, besonders wenn sie von der Veränderung anderer Mineralien herrühren, wie es in unserem Falle zu sein scheint. Es könnten Pseudomorphosen nach Olivin sein wie die von Kolensko aus dem Olivindiabas von Olonetz beschriebenen Pilite, oder wie sie im Olivin einiger Serpentine, Gabbro und Kersantite vorkommen. Unter den Mikrolithen kommt auch häufig farbloser oder beinahe himmelblauer Zirkon vor, meistens ohne nennenswerten Pleochroismus, gut erkennbar an seinen Kristallformen und seiner starken Doppelbrechung. Die Einsprenglinge sind meistens Sanidinzwillinge, oft mit welliger Auslöschung, oft mit corrodierten Rändern, zuweilen mit Einschlüssen von Augit. Selten kommen große Kristalle von Augit vor, häufiger Biotit von Magnetit begleitet.

In einigen Varietäten dieses Gesteins ist die Grundmasse glasiger mit Fasern und Büscheln von Sanidin und häufiger kubischen Mikrolithen von Magnetit, ebenso wie mit Aggregaten von gelber Hornblende mit den soeben beschriebenen Merkmalen und mit Umrandung von Limonit. Unter den Einsprenglingen kommen, außer den Plagioklasen, Anorthit und Oligoklas mit einem Auslöschungswinkel von + 10 bis — 2° 30′ auf (010), sehr selten Magnetit vor, selten unveränderter Biotit und Ägirinaugit. Besonders zu nennen sind die auch in anderen Gesteinen dieser Gegend beobachteten großen Prismen von Apatit, die in der Masse zerstreut sind und in allen Größen von Mikrolithen bis zu Einsprenglingen vorkommen. Sie sind kenntlich an der Spaltbarkeit nach der Basis und der transversalen Teilung; bisweilen sind die Säulchen parallel angeordnet. Ferner kommen Mikrolithen desselben Minerals in manchen Feldspatkristallen eingeschlossen vor und andere sehr kleine, die nur bei sehr starker Vergrößerung zu sehen sind. Ein solches Gestein könnte für die Landwirtschaft durch seinen Gehalt an Calciumphosphat sehr nützlich sein.

Andere Bruchstücke bilden größtenteils den Übergang zu den Andesiten; man sieht eine Grundmasse, die aus einem Filz von Mikrolithen und Individuen von Sanidin besteht mit häufigen Flecken von Limonit, in welcher Einsprenglinge von Anorthit mit sehr großen Auslöschungswinkeln, selten von Hornblende, Körner von Magnetit, Blättchen von Biotit vorkommen, welch letztere häufig verändert, rötlich oder braun erscheinen und in manchen Fällen durch Mikrolithen von Magnetit erfüllt und gleichsam ersetzt sind.

In anderen Fällen ist die Grundmasse farblos, durchsichtig und gänzlich glasig mit sehr kleinen Leisten von Sanidin, deren Auslöschungswinkel 0° ist und die eine deutlich fluidale Anordnung zeigen, mit kleinen, sehr unregelmäßigen, sternförmigen, durchsichtigen, doppelbrechenden Blättchen, die ebenfalls Feldspat sind, und mit sehr wenigen Nadeln von Apatit. Die Einsprenglinge sind nicht Sanidin, wie in dem schon beschriebenen olivin-

haltigen Trachyt, sondern Zwillingskristalle nach dem Karlsbader oder Manebacher Gesetz, mit sehr häufig welliger Auslöschung und zwar meistens Labradorit; in einem Falle scheint der Auslöschungswinkel von —2° 27′ auf dem Schnitt nach (010) Oligoklas anzudeuten. In einem Plagioklas fand ich einen kleinen Einschluß von Hornblende.

Kompakte, helle, sodalithhaltige Stücke mit Einsprenglingen von Pyroxen haben eine überwiegend glasige Masse mit zahlreichen Mikrolithen und Bündeln von Sanidin, mit zahlreichen Mikrolithen von Magnetit und seltener von Augit. Die Einsprenglinge sind seltener Bytownit, Anorthit, Augit, Hornblende und von Magnetit, der auch für sich in großen Körnern vorkommt, erfüllter Biotit, häufiger dagegen Ägirinaugit. Nicht ganz selten kommt Sodalith in isolierten Kristallen vor. Im ganzen ähneln diese Exemplare wieder den gewöhnlicheren und typischen der Phlegräischen Felder.

Einige Gerölle von Leucittephrit mit 46,85 Proz. Kieselsäure nach Manasse sind mit jenen der Schichten I identisch.

V. Das Ganze ist von mindestens 55 m mächtigem grauen Tuff bedeckt, welcher kleine Bimssteine und Puzzolanerden enthält. Die Schichten, welche manchmal Diagonalschichtung zeigen, größtenteils aber horizontal liegen oder leicht nach N gegen die Ebene einfallen, sind sehr dünn und zuweilen wellenförmig und nur an der Oberfläche ein wenig durch die Oxydation der eisenhaltigen Bestandteile gelb. Sie bedecken die Nord- und Westseite des Hügels von Capodimonte mit einer Neigung von 5° gegen W und endigen beim Camposanto von Poggioreale, während im SW der graue Tuff bis Ottocalli und zur Straße Antonio Genovesi reicht und mit 5° nach N 10° W einfällt.

Am Hügel von Poggioreale wird die Puzzolanerde von der Società di Risanamento u. a. ausgebeutet. In dieser Erde sind Streifen von Augit und Magnetit vorhanden. Bei Forio ist der Tuff auf 2—3 m mit sehr regelmäßigen und dünnen Schichten von Bimssteinen bedeckt, welche denen von Capodimonte, S. Elmo und Ciliano ähneln.

Ich habe schon hervorgehoben, daß gegenüber S. Maria al Monte der graue Tuff die gesamte vulkanische Formation bedeckt, die jedoch in der Tiefe fortsetzt und wieder zum Vorschein kommt in dem mehr östlichen Abhang des Hügels unterhalb S. Maria del Pianto, d. h. westlich vom Composanto von Poggioreale. Dort findet sich auf dem gelben Tuff und mit Auswürflingen von diesem eine Anhäufung von schwarzen Schlacken, die Breislak (Campanie, S. 21) und Roth schon beschrieben haben. Sie schiebt sich in völlig regelmäßiger Weise in den Tuff ein und wird auf den Abhang des Hügels eine Strecke von etwa 300 m weit sichtbar, um dann zu verschwinden. Die Höhe der 1—4 m mächtigen Bank über dem Meere beträgt etwas mehr als 40 m. Sie besteht aus einer Anhäufung von Bruchstücken verschiedener Größe, die nicht selten kompakt, gewöhnlich aber schlacken- und etwas bimssteinartig sind, auch glasartig wie Obsidian; sie sind schwarz, rotbraun und meist sehr dunkel und enthalten Bruchstücke von dem gelben Tuff; an der Peripherie und besonders an der Dachfläche vermischt sich das Ganze mit dem grauen Tuff. Breislak (S. 22) fand dann und wann Krusten von Natriumkarbonat. Der darüber befindliche Tuff ist auf 2—3 m reich an großen und zahlreichen Stücken von grauem Bimsstein oder an vulkanischem Staub, welcher ihm eine rötliche Farbe verleiht. Weiter oben am Hügel von Poggioreale folgen ca 40 m grauer Tuff, bestehend aus sehr feinem Material ohne grobe Stücke von Bimsstein, aber mit ziemlich kleinen, besonders in den oberen Horizonten.

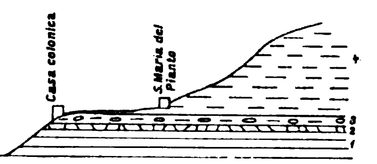


Fig. 21. Santa Maria del Pianto. 1:4000.
1. Gelber Tuff; 2. schwarze Schlacken; 3. Tuff mit großen Bimssteinen; 4. grauer Tuff.

Breislak beobachtete, daß die Schlacken, nicht aber das Glas magnetisch waren. Nach Roth bestehen sie aus dem gewöhnlichen Augittrachyt. Plagioklas ist in den

gewöhnlichen großen tafelförmigen Kristallen oft sehr reichlich vorhanden, zuweilen ist er jedoch nur mit Hilfe des Mikroskops sichtbar. Augit und Biotit kommen nur sehr spärlich vor, zuweilen jedoch auch häufiger. Kalkowsky[1]) beobachtete unter dem Mikroskop, daß der schwarze Trachyt sehr feinkörnig und teilweise sphärolithisch war, wobei sich mitten in den Sphärolithen Eisenoxyd befand.

Unter den stets ziemlich glasigen Schlacken stellen die hellsten unter dem Mikroskop ein helles Glas dar mit sehr deutlicher fluidaler Struktur, das an einigen wenigen Stellen weiß und trüb, vielleicht infolge beginnender Veränderung, gewöhnlich aber durchsichtig und reich an schwarzen Opaciten ist, die sich bei einer linearen Vergrößerung von 145 als Würfelchen und Körner von Magnetit erweisen. Zahlreich sind einfache bis 0,017 mm lange Mikrolithen von Sanidin und einige wenige von Labradorit, die bei — 6° 5′ oder — 7° auslöschen. Unter den Einschlüssen kommen große Kristalle von Magnetit, zahlreiche Biotite in hexagonalen Blättchen vor, die stark pleochroitisch sind, und grobe Feldspatkristalle von lebhaften Interferenzfarben, zuweilen von zonarer Struktur mit viel polysynthetischen, oft unregelmäßigen Zwillingslamellen und Auslöschungswinkeln auf (010) von 35° und 36° bis 45°, also von Anorthit, und in einem Falle von 17°. Das Fehlen von Pyroxen und Amphibol entspricht dem Vorherrschen von Magnetit.

In den dunklen glasigen Schlacken bei S. Maria al Monte und bei den Ponti rossi ist die Grundmasse mikroskopisch überwiegend glasig, durchsichtig, von bräunlichgelber Farbe und von fluidaler Struktur ohne Opacite. In den Fällen, wo das Glas viel Blasen enthielt, habe ich um diese sehr feinen rötlichen Staub von Eisenoxyd gefunden; die Durchschnitte der Hohlräume scheinen bisweilen quadratisch oder hexagonal zu sein, vielleicht sind es Kristallskelette von Sodalith; Mikrolithen fehlen. Die großen Einsprenglinge sind Plagioklase, die Einschlüsse von Glas, von Apatit und Magnetitwürfelchen besitzen, mit sehr feiner polysynthetischer Struktur und einem Auslöschungswinkel auf (010) von 42—53°; sie sind daher Anorthit; selten kommen Kristalle von Labradorit mit einem Auslöschungswinkel von 24° und darunter vor. Magnetit kommt in nur wenigen, aber großen Kristallen vor; Biotit ist häufig; nicht häufig, aber groß sind grüne Augite mit sehr guter Spaltbarkeit, starken Polarisationsfarben und Auslöschungswinkeln von 31—44°, auch einige Kristalle von Ägirinaugiten von grüngelblicher Farbe, schwach pleochroitisch mit hohen Interferenzfarben und einem Auslöschungswinkel von $c:\mathfrak{c} = 61°$. Auch in den obenliegenden Bimssteinen fand ich Plagioklas und Biotit.

Scacchi, welcher der Ansicht war (S. 130), daß es sich um einen wahren Gang von Trachyt handele, bemerkte dort auch einige große Projektile von Augitporphyr und Leucitophyr. Es handelt sich aber offenbar nur um einen äußersten Rand eines Vulkans, was schon aus den geringeren Dimensionen der Schlackenbänke klar hervorgeht.

Die dem Krater nächsten Teile dürften die Bänke bei S. Maria al Monte gewesen sein, von wo aus nach der Peripherie zu die Dimensionen der Schlacken immer kleiner werden. An seiner Peripherie muß der Krater an das Meer gegrenzt haben, und die große Menge der ausgeworfenen glasigen Massen könnte darauf schließen lassen, daß es sich um eine großenteils submarine Eruption gehandelt hat.

Vom petrographischen Standpunkt aus ähneln die Auswurfsgesteine denen von Fuorigrotta und des Monte di Procida; vom Untergrunde sind, wie am Monte Somma, Bruchstücke losgerissen worden von Leucittephrit. Es ist möglich, daß dieser jetzt vom Tuff tief begrabene Krater die grauen bimsstein- und obsidianreichen Tuffe von Capodimonte und S. Elmo zutage gefördert hat.

---

[1]) Über den Piperno, S. 674.

VII. Averno.

Der Krater des Averner Sees ist zwar gut erhalten, aber kleiner und niedriger als der der Astroni[1]. Deecke und De Lorenzo[2] betrachten ihn als ein Produkt einer Explosion, als ein Maar eines früheren vollständigeren Kraters, den Deecke den Krater des Monte Grillo nennt. Der Umfang würde regelmäßig kreisförmig sein, wenn nicht auf der



Fig. 22. Averner See mit dem Monte Nuovo und dem Tempel der Sibylle vom Landgut Maglioni aus.

Südseite ein Einsturz sich befände, welcher ihm eine elliptische Form gibt. Seine größte Achse von einem Rande zum andern gemessen beträgt 1450 m, die kleinere 1300 m. Auf der Ostseite, gegen die Villa des Cicero, später gegen Tripergola hin, befand sich der Hügel Pericolo, der heute vom Monte Nuovo bedeckt ist, der sich jetzt 170 m direkt über dem See erhebt (vgl. Fig. 2 auf S. 12). Mit Ausnahme von dieser Seite erreichen die den See umgebenden Hügel eine Höhe von 116 m in W, 97 m im N, 96 m im S, beim Landgut Maglioni im NO weniger als 50 m, und im S öffnet sich der Krater auf eine kurze Strecke bis fast zur Meereshöhe. Den Boden des Kraters nimmt der Averner See oder Cannito ein. Dieser ist beinahe kreisrund, 750—1000 m lang, der Wasserspiegel ist $1,_{08}$ m über dem Meerespiegel.

Seine größte Tiefe war von Philips zu 250 Fuß (76 m), von Burnet[3] zu 108 Fuß (33 m) angenommen, von Günther (a. a. O., S. 420) und De Agostini[4] zu $35,_5$ m bestimmt, ungefähr im westlichen Drittel. Sein Boden ist wie bei allen Kratern der Phlegräischen Felder eben. Günther (Fig. 4, Map. III) hat eine Tiefenkarte und eine Photographie der Nordostseite des Sees gegeben. Rund um den See herum läuft eine regelmäßige Einfassung von Leucittephrit des Vesuvs, im Jahre 1858 erbaut[5], welche ihn vom ebenen Gelände trennt, das an einigen Punkten kaum breit genug für die Straße ist.

Die Abhänge rund um den See sind mit Gebüsch und zum Teil mit Kulturen bedeckt, sie sind an einigen Stellen beinahe lotrecht. Schmidt fand, daß die inneren Wände im NW mit dem Horizont einen Winkel von $39,_7°$ bilden, im W erreicht die Steilheit 55 Proz.

---

[1]) Siehe die Zeichnungen in den Werken von D'Ancora (Taf. 26 u. Plan, Taf. 27, S. 74; auf Taf. 28 ist die Abbildung des Tempels des Apollo und auf Taf. 29 der Grundriß). Mazzella, sit. ed antich. di Pozzuolo, S. 54. Capaccio, La vera ant. di Pozzuolo, S. 169. Mormile, Anti. di Pozzuolo, S. 168. Villamena, Ager puteolanus 1652, S. 17. Hamilton, Campi Phlegraei, pl. XXVIII, XXIX. Günther, The Phlegr. Fields, a. a. O.

[2]) W. Deecke, Geologischer Führer durch Campanien. Berlin 1901, S. 95. De Lorenzo, The history of volcanic action in the Phlegrean Fields (Quart. Journ. Geol. Soc., London 1904, Vol. LX, S. 312).

[3]) G. Burnet, Travels through France, Italy, Germany and Switzerland. London 1866.

[4]) Bathometrie der italienischen Seen (Verh. d. VII. Internat. Geogr.-Kongr., Berlin 1889, II. Teil, 1901, S. 261).

[5]) Günther, S. 426.

Sie bestehen aus grauem Tuff in ziemlich regelmäßigen Bänken, auf der Westseite auf mittlerer Höhe über dem See wechseln damit einige Bänke von gelbem, kompaktem Tuff ab. Die Bänke fallen regelmäßig 10—15° nach außen ein, sie wenden dem Krater die Schichtenköpfe zu. Nur nördlich vom Landgut Maglioni fallen sie 12° nach O ein. Im S befindet sich nördlich von der Ginestra ein Einsturz, durch den die Schichten, die teilweise ihre Neigung umgekehrt haben, gegen den See abgerutscht sind und so eine Art sekundäres Amphitheater bilden, als Anhängsel zu dem des Sees.

Die fremden Bruchstücke und die gleichalterigen Schlacken sind an gewissen Stellen im Tuffe reichlich vorhanden, aber seine Masse ist viel feiner, da meistens die gröberen Fragmente fehlen, die man bei den Astroni sieht. Auf der Seite des Ausflusses, d. h. im SO, befinden sich an der Oberfläche Bimssteine und Schlacken, welche von dem Ausbruch des Monte Nuovo herrühren. Im NO kommt auf eine gewisse Strecke beim Landgut Maglioni, welches die Karte in 1:50000 fälschlich Magliola nennt, auf der Oberfläche ein Haufen von Tuffen, Bimssteinen, Obsidianen, Trachyten und anderen sehr verschiedenartigen vulkanischen Gesteinen von allen umliegenden Gegenden vor, welche man beim ersten Anblick für Bruchstücke halten könnte, die hierher ausgeworfen wurden, sie rühren aber von Menschen her, welche länger als 3000 Jahre dort wohnten, denn bei näherer Untersuchung ergibt sich, daß der Haufen Bruchstücke von Sedimentärgesteinen, Knochenstücke und Reste menschlicher Tätigkeit enthält. Am nördlichen Teile des Sees entlang, unterhalb der vom Landgut Maglioni nach Cumä führenden Straße, und auf dem höchsten Teile der Hügel zwischen der Straße und dem See nach N zu befinden sich auf dem Landgut Piazzone graue Tuffe, welche Fragmente von dunklem Trachyt enthalten, zum Teil mit Spuren von Abrollung, ferner von schwarzem Trachyt mit Sanidin, oder seltener von mikrokristallinem mit sehr weißen Körnern von Feldspat und schwarzen von Pyroxen, die wir unten näher beschreiben werden, ferner Auswürflinge von gelbem Tuff mit den gewöhnlichen Einschlüssen, die meistens klein sind, aber auch bis zu 1/2 cbm Größe erreichen, dann große und kleine Bruchstücke von Gläsern von dunkelgrüner Farbe mit perlitischer Struktur, die große Kristalle von Sanidin enthalten. Auch kommen mächtige Bänke von hellen oder grauen Bimssteinen und von groben, grauen, hellen oder dunklen gleichalterigen Schlacken vor, besonders zwischen der Straße und dem See; die Schlacken erreichen eine Größe bis zu einem Kubikmeter, und diese Ablagerung ähnelt derjenigen des Monte Nuovo, obwohl sie mit dieser nichts zu tun hat. G. vom **Rath**[1]) fand in diesen Schlacken Sanidin, Augit und Glimmer; sie sind von **Pampaloni**[2]) von neuem untersucht worden. Mehr oder weniger herrschen glasige dunkle Stellen vor, zuweilen mit offenbar fluidaler Struktur mit vereinzelten Mikrolithen bis 0,13 μ lang oder Bündeln von Sanidin oder seltener (6—10 Proz.) von Anorthit mit Gaseinschlüssen, mit Augit, Magnetit mit Übergang in Limonit und braunen Opaciten von Limonit, die den glasigen Bestandteilen die hellbraune Färbung geben. **Pampaloni** hat versucht, sie mittels Cadmiumborowolframit im Apparat von Thoulet zu isolieren und hat durch mehrere Analysen gefunden, daß sie aus Eisenoxyd bestehen. Derselbe fand ferner einen gelblichen Zirkonkristall mit Gasporen.

Die Einsprenglinge bestehen aus Sanidin mit zonarer Struktur, undulöser Auslöschung, verzwillingt nach dem Manebacher, seltener nach dem Karlsbader und Bavenoer Gesetz; er enthält Einschlüsse von Magnetit, Hämatit, Augit und Apatit. Ungefähr 2 Proz. der Einsprenglinge sind Anorthit. Der Augit ist ziemlich selten und hat in seinen zentralen Teilen Einschlüsse von Magnetit und Anorthit. Gelblichgrüne Hornblende ist ziemlich selten,

---

[1]) G. vom **Rath**, Geogn. und mineralogische Fragmente von Italien, S. 613.

[2]) L. **Pampaloni**, Scorie trachitiche dell' Averno nei Campi Flegrei. (Rend. R. Acc. Lincei d. Sc. fis. e mat. Seduta 3. Marzo 1901).

ebenso Magnetit und Biotit. Einige wenige, aber deutliche quadratische Querschnitte von Sodalith und eine geringe Menge von bläulichem Hauyn mit Magnetit- und Gaseinschlüssen kommen auch vor. Dieses Gestein ähnelt demjenigen der Emissare bei Fuorigrotta.

Oberhalb dieser grauen Tuffe befinden sich entlang der Straße nach Cumä und stets ca 2 m über derselben, etwas westlich vom Landgut Maglioni, mitten im grauen Tuff zusammen mit Bimssteinen kleine und unterbrochene Ströme von augithaltigem, körnigem Trachyt, der mikrokristallinisch, weiß und schwarz und fein porös ist, ähnlich demjenigen, der in Bruchstücken in den unteren Bänken vorkommt. Er ist in Knollen gelagert, die ziemlich gut erhalten, aber sehr leicht zerbrechbar sind, von ungefähr Faustgröße bis zu 20 cm Durchmesser, von ellipsoidischer, platter Form, manchmal in konzentrische



Fig. 23. Krater des Averno an der Straße nach Cumä.
Bänke von schwarz und weißem Trachyt und Projektile in grauem Bimssteintuff.

Schalen teilbar; sie liegen alle mit den größten Oberflächen parallel den Tuffbänken, einer hinter dem anderen auf bis ungefähr 15 m langen Strecken und in 2 oder 3 übereinander liegenden Reihen in einer Höhe von 20—30 cm. Etwas mehr nach Cumä zu und etwas höher hinauf finden sich Bruchstücke desselben Gesteins; es kommen dort kleinere Bänke vor, die mehrere Meter lang und bis 2 dm mächtig sind. Es handelt sich hier sicherlich um Lavabänke, die petrographisch mit den übrigen augitischen Trachytbänken der Phlegräischen Felder identisch sind, in ihrem Äußeren aber ein wenig abweichen, ähnlich sind den Auswürflingen der Schlackenbänke unterhalb S. Maria al Monte, am Porto di Miseno, an der Torre Franceschi, der sog. Museums-Breccie von Pianura und Soccavo und den Bruchstücken im gelbem Tuff des Vomero. Wahrscheinlich lassen sich dieselben Bänke auch sonst um den See herum auffinden.

An derselben Stelle, wo diese Bänke sind, finden sich im grauen Tuff Massen von mikrokristallinischem, körnigem, weiß-schwarzem Leucittephrit, die gewöhnlich kompakt sind und eine Größe bis zu 1 cbm erreichen und in der äußeren Erscheinung dem zuletzt beschriebenen Trachyt gleichen. Diese Gesteinsmassen waren schon seit langer Zeit wohl bekannt. Der erste, der die Entdeckung »di banchi di lava leucitica alternanti in mezzo a conglomerati pumicei come al Monte Somma« machte, war Hoffmann[1]), welcher sagt, daß dies Gestein aus Leucit, Olivin und einem Feldspat, wahrscheinlich Labradorit, zusammengesetzt ist. Humboldt[2]) erwähnt, daß Hoffmann dies Gestein an

[1]) F. Hoffmann, Geogn. Beobachtungen, gesammelt auf einer Reise durch Italien und Sicilien in den Jahren 1830—32. (Arch. f. Min., Geogn. u. Bergbau. Berlin 1839, Bd. XIII, S. 222.)
[2]) Kosmos, Bd. IV, S. 469.

der Straße von Cumä antraf. Vom Rath[1]), der mit Guiscardi die Umgebungen des Sees untersuchte, fand keine Spur davon, aber Roth[2]) wiederholte die Notwendigkeit neuer lokaler Untersuchungen, da sich im Berliner Museum Exemplare von Leucitophyr befänden, welche Abich gesammelt hatte. Kalkowsky[3]) fand später ein solches Gestein längs der oben erwähnten Straße, wahrscheinlich an derselben Stelle, wo es Hoffmann gefunden hatte, und wo es auch De Lorenzo und ich zusammen beobachtet haben. Es scheint aber, daß Hoffmann und Kalkowsky das leucitische Gestein mit dem dortigen augitischen Trachyt vermengt haben, das ebenso aussieht. Das Gestein ist hellgrau, fein porös und enthält nach Kalkowsky Leucit, der bisweilen in ziemlich großen isolierten Kristallen vorkommt, was ich an anderen Stellen der Phlegräischen Felder nicht bemerkt habe, Augit, einen Plagioklas, sehr selten Apatit und Magnetit, weder Olivin noch eine glasige Basis. Es ist also ein Leucittephrit, der mit dem des Vesuvs identisch ist.

Steigt man vom See auf die Hügel hinauf, so folgen auf einander 1. grauer Tuff mit Bimssteinen und Schlacken, 30 m; 2. Schlackenbänke, 6 m; 3. augitischer, mikrokristalliner grauer Trachyt, der im Tuffe zwei Bänke bildet, 2—6 dm; 4. graue Tuffe mit Bimssteinen, Auswürflingen von Leucittephrit und einigen Schlacken, 60 m.

Daraus geht hervor, daß im Untergrunde Eruptionsprodukte leucittephritischer Natur existierten, ein in den Phlegräischen Feldern einzig dastehender Fall; ferner, daß Schlackeneruptionen vorkamen, denen ein kleiner trachytischer Strom folgte, und daß der Averner See einen wahren Tuffkrater wie der Monte Nuovo ausfüllt.

In der schmalen Alluvialebene rund um den See findet man kleine Anhäufungen von Bimssteinen, die vom Regen herabgebracht, mehr oder weniger lange auf dem See schwimmen und, falls sie nicht versinken, allmählich an das Ufer geworfen werden. In den Umgebungen des Sees existieren keine Anzeichen aktueller vulkanischer Tätigkeit, ausgenommen einige Thermalquellen und Ausströmungen von Dampf, die etwas weiter bei den Stufe di Nerone liegen.

Der Averner See gehört zu denjenigen Kratern der Phlegräischen Felder, welche die Alten am meisten erwähnten. Artemidor[4]) verwechselt ihn mit dem Lucrinus. Die Griechen nannten ihn und den umgebenden Hügel Aornos, wie aus der Geschichte einer Verschwörung im 6. Jahrhundert v. Chr. hervorgeht, die Dionysius von Halycarnassus erzählt[5]). Die Römer gaben diesen Namen durch Avernus wieder (Ἄορνος bedeutet im Griechischen wörtlich »ohne Vögel«). Aristoteles[6]) gibt in folgender Weise eine Beschreibung: »Bei Cumä in Italien liegt ein See, der Aornos heißt und scheinbar nichts merkwürdiges besitzt. Die Hügel, die ihn umgeben, sollen mindestens 3 Stadien hoch sein, der See soll eine kreisrunde Form und eine unermeßliche Tiefe besitzen. Hervorzuheben ist aber doch, daß, obwohl dort viele Bäume wachsen, die zum Teil bis zum See hinabreichen, auf dem See keine Blätter schwimmen[7]). Das Wasser ist aber sehr klar und erscheint dem Beobachter wie ein Wunder. In der Umgebung sollen an einigen Stellen Thermalquellen hervorsprudeln und die ganze Gegend wird Pyriphlegethon genannt«. Etwa drei Jahrhunderte später ließ Diodorus Siculus sich folgendermaßen aus: »Der zwischen Miseno

[1]) vom Rath, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. XVIII, S. 613.
[2]) J. Roth, Studien am Monte Somma, S. 3, Anm. 1.
[3]) Kalkowsky, Der Leucitophyr vom Averner See. (Neues Jahrb. f. Min., Geol., Paleontol. 1878, S. 727—29.)
[4]) Strabo lib. V, cap. IV, 6.
[5]) Dionysius H., lib. VII, 11.
[6]) Aristoteles, περὶ θαυμασίων ἀκουσμάτων, cap. II.
[7]) Drei Jahrhunderte später wiederholt Caelius, wahrscheinlich sich auf Aristoteles stützend, daß Blätter nicht auf dem See schwimmen. »Caelius, apud nos, in Averno ait etiam folia subsidere« (Plinii lib. 31, 18).

und Dicearchia (später Pozzuoli genannt) in der Nähe warmer Quellen gelegene See hat einen Umfang von 5 Stadien und eine unglaubliche Tiefe. Sein Wasser ist sehr rein, und die große Tiefe gibt ihm eine himmelblaue Farbe[1]«. Strabo, gestorben im Jahre 25 n. Chr., gibt etwas später eine genauere Beschreibung vom See, wie er zu seinen Lebzeiten beschaffen war[2]). »Nahe bei Bajä und mehr nach dem Lande zu als der Lucriner See befindet sich der See Aornos, durch den die Gegend zwischen Cumä und Misen die Form einer Halbinsel besitzt. Der See ist tief und durch einen engen Schlund geschlossen, und nichts fehlte nach Beschaffenheit und Größe, um ihn zu einem Hafen zu machen, wenn nicht der weite und sichere Meerbusen des Lucrino vor ihm läge. Aornos ist, abgesehen vom Eingang, von hohen und steilen Bergen von allen Seiten eingeschlossen, die jetzt kultiviert sind, während sie früher mit einem undurchdringlichen Wald sehr hoher Bäume besetzt waren, welche Aberglauben erzeugten, indem sie den See beschatteten und verdunkelten.«

An dieser Stelle wohnten, bevor die Griechen die Küste besetzten und Cumä erbauten, die Kimmerier, welche von der Leichtgläubigkeit anderer lebten, Orakel verkündeten und glauben machten, daß dort der Eingang zur Unterwelt sei.

Es ist möglich, daß an einigen Stellen Höhlungen gewesen sind, aus denen Kohlensäure herauskam, welche Vögel und andere Tiere tötete, und daß man dorthin den Eingang zur Unterwelt verlegt hat. Aus jener Zeit stammen die Antworten der cumanischen Sibylle, und das Orakel dauerte solange, bis ein König, vielleicht ein Grieche aus Cumä, der zu schlau oder zu wenig leichtgläubig war, es zerstörte, nachdem die Prophezeiungen nicht eingetroffen waren.

Auf jene Zeiten beziehen sich auch die berühmten Beschreibungen, welche die Griechen und Römer von diesen Orten zurückgelassen haben, und endlich auch der Name Aornos.

Vielleicht haben ihm die ersten griechischen Besucher den Namen gegeben, überrascht von der geschlossenen Lage des Sees, dessen Gehänge mit undurchdringlichem Walde bedeckt waren, von dem die heutigen Macchien der Astroni und der Senga uns nur einen schwachen Begriff geben. Ephorus, ein Geschichtschreiber von Cumä, der um 352 v. Chr. lebte, also ein Zeitgenosse von Aristoteles war, spricht von diesem Orakel (nach Strabos Bericht): »Unsere Vorfahren wandten auf den Averner See die Fabeln der Nekyia Homers (Od. XI) an und erzählten, daß dort das Orakel gewesen sei, wo die Verstorbenen ihre Antworten erteilt hätten, und daß Odysseus sich dorthin begeben habe... Die Einwohner fabelten, daß die Vögel, welche über den See flogen, ins Wasser fielen, getötet durch die Ausdünstungen in der Luft, wie es an den Orten geschieht, die Pluto geweiht sind.«

Auch dieser Ort sei dem Pluto geweiht gewesen, es wohnten dort die Kimmerier, und deshalb zögen diejenigen über das Meer dorthin, welche die Manen mit Opfern besänftigen wollten, da die dort wohnenden Priester sich mit solchen Sühnopfern beschäftigten. Dort ist auch nahe dem Meere eine Quelle, deren Wasser niemand trank, weil es für Wasser der Styx gehalten wurde.

Ephorus schrieb, daß die Kimmerier in unterirdischen Höhlen, ἀργίλλας[3]) genannt, wohnten, die mit einander in Verbindung standen[4]). Durch sie hindurch führten sie die Besucher zum

[1]) Diodorus Siculus, lib. IV, 22. Auch später wiederholt Vibius Sequester (De lacubus): »Avernus immensae altitudinis, cuius ima pars deprehendi non potest.«

[2]) Strabo, lib. V, 5.

[3]) d. h. Ton, oder besser Tuff; auch heute noch sind einige Bewohner von Posillipo, wie einst die alten Kimmerier, Troglodyten.

[4]) Diese unterirdischen Gallerien sieht man rund um den See, besonders auf der Ostseite, wo die Grotte der Sybille gewesen sein soll.

Orakel, das sich ziemlich tief in der Erde befand; sie gewannen ihren Lebensunterhalt durch die Bearbeitung der Metalle[1]) und von den Pilgern, die zum Orakel kamen; ihr König erhob für den Eintritt eine Abgabe. Diejenigen, die das Orakel bedienten, sahen nach dem Brauch ihrer Vorfahren niemals die Sonne, sondern gingen nur Nachts heraus. Später wurden die Kimmerier wegen Nichterfüllung einer Prophezeiung durch einen König zerstreut, doch das anderswohin verlegte Orakel dauerte noch geraume Zeit. »So erzählten die Alten« (Strabo, lib. V, 5f.). Lykophron (ungefähr 304 v. Chr.), beinahe ein Zeitgenosse der vorher genannten Schriftsteller, spricht in seiner Alexandra in seinem geheimnisvollen Stil von den Prophezeiungen des Averno.

Der anonyme Autor der Beschreibung der Welt, für den gewöhnlich Skymnus von Chios gehalten wird, der ungefähr um 90 v. Chr. schrieb, nennt das unterirdische Orakel der Cumä nahe beim Averno den Cerberus. Diodorus Siculus wiederholte drei Jahrhunderte nach Ephorus in dem schon erwähnten Buche: »Man erzählt sich, daß zu mythologischen Zeiten hier ein Orakel der Abgeschiedenen gewesen sei, das später allmählich aufhörte.« Noch später schrieb Maximus Tyrius auf Grund klassischer Erinnerungen, welche jedoch zu seiner Zeit der Wirklichkeit nicht mehr entsprachen[2]).

Von den Kimmeriern und ihren unterirdischen Wohnungen erzählten auch noch Pompeius Festus (de verborum significatione)[3]) und Silius Italicus (lib. 12). Plinius (lib. 3, 9) machte daraus sogar eine Stadt am See. Von den Fischen, welche im Altertum im See existierten, spricht der Grammatiker Servius im 4. Jahrhundert in einem Kommentar zu Vergils Georgica, lib. II. Auch zur Zeit der Langobarden trieb man dort Fischfang. Fast alle Schriftsteller des Altertums und der Renaissance schrieben über das Orakel und den Eingang in die Hölle, obgleich mancher die Höhle der cumanischen Sibylle bei Cumä mit dem Orakel vom Averno verwechselte. Vergil[4]) spielt auf die Höhle als den Eingang zur Unterwelt an, den dlie Vöge nicht durchfliegen können, weil sie durch die pestbringende Ausdünstung getötet würden.

Andere wiederholten, daß die Vögel nicht über den See fliegen konnten, so Lucretius[5]), Claudianus[6]), Silius Italicus[7]), der Grammatiker Servius, Antigonus und Varro, wie Plinius[8]) erzählt, Livius (lib. V, dec. 3, cap. 12/13) und Florus (lib. I,

---

[1]) Auch später noch war Pozzuoli berühmt durch die Bearbeitung gewisser Metalle.

[2]) Maximi Tyrii, Dissertatio IV, 2. Dicitur in Italia circa magnam Greciam, non procul a lacu, quem Aornon vocant, antrum esse fatidicum, cui homines presunt, qui ab animarum evocatione, quae ibi fit, nomen habent. Huc qui oraculi causa venisset, precibus conceptis, caesa victima, libaminibusque rite effusis, cuiuscumque vellet, sive maiorum, sive amicorum suorum, umbram ciebat: quo facto prodibat tenuis anima, nec visu facilis, nec cognitu, quae tamen et voce praedita esset et divinandi peritia; quumque de iis, quae quaerebantur, respondisset, evanuit. Hoc oraculum novisse mihi Homerus quoque videdur, suumque eo deduxisse Ulyssem.

[3]) Cimmerii dicuntur homines, qui frigoribus occupatas terras incolunt, quales fuerunt inter Baias, et Cumas, in ea regione, in qua convallis satis eminenti jugo circumdata est (d. i. im Averner See) quae neque matutino, neque vespertino tempore sole contegitur.

[4]) Vergils Aeneis lib. VI, 235: Spelunca alta fuit, vastoque immanis hiatu — scrupea, tuta lacu nigro nemorumque tenebris — quam super haud ullae poterant impune volantes — tendere iter pennis: talis sese habitus atris — faucibus effundens supera ad convexa ferebat: — unde locum Graii dixerunt nomine Aornon. Vergl. auch Statius, Lib. V, Carmen 3.

[5]) T. Lucretii Cari, De rerum natura lib. VI, 738: Principio, quo Averna vocantur nomine, id ab re — Impositum est, quia sunt avibus contraria cunctis — E regione ea quod loca cum venere volantes — Remigi oblitae pennarum vela remittunt, — Praecipitesque cadunt molli cervice profusae — In terram, si forte ita fert natura locorum, — Aut in aquam, est si forte lacus substratus Averni. — Is locus est Cumas apud, acri sulfure montes Oppleti calidis ubi fumant fontibus aucti.

[6]) Claudiani, de raptu Proserpinae, lib. II.

[7]) Silius Italicus, lib. XII, 121: Ille olim populis dictum Styga, nomine verso — Stagna inter celebrem nunc mitia monstrat Avernum — Tum tristi nemore, atque umbris nigrantibus horrens — Et formidatus volucri, lethale vomebat — Suffuso virus coelo, Stygiaque per urbes — Religione sacer, saevum retinebat honorem — Ac iuxta caligante situ, longumque per aevum — Infernis pressas nebulis, pallente sub umbra — Cimmerias jacuisse domos, noctemque profundam — Tartareae narrant urbis.

[8]) Plinii, lib. 31, 18 — in Averno ait Varro aves, quae advolaverint, emori.

cap. 16). Sehr viele moderne Geologen sahen darin eine Folge und eine Bestätigung des eruptiven Ursprungs des Sees und darin, daß dies seit der römischen wie überhaupt seit aller historischen Zeit nicht mehr beobachtet wurde, einen Beweis für das langsame Erlöschen der vulkanischen Tätigkeit. Durch die Ausdünstungen der Kohlensäure wurde vielleicht die Existenz der Kimmerier und der Wälder vernichtet, die dort ehemals vorhanden waren, allein Ruinen von Gebäuden findet man bei jedem Schritte, und der Tunnel der Grotta Pace, der noch heute an der Westseite des Sees existiert, wurde erbaut, um für die Cumaner, die dann am Ufer des Sees entlang gehen mußten, den Weg nach Pozzuoli und nach Neapel abzukürzen. Aristoteles fügte zu seiner bereits oben mitgeteilten Beschreibung noch hinzu: »Übrigens ist es falsch, daß kein Vogel über den See fliegen konnte, denn die Besucher des Sees versichern, daß sie nicht wenige Schwäne angetroffen hätten.«

Diodorus Siculus spricht von jenen Fabeln nicht, und Strabo (a. a. O. V, 5) schreibt hierüber: »Nostra vero tempestate quum silvam quae circa Avernum fuit, cecidisset Agrippa, et loca aedificiis occupata essent, actusque infra Avernum Cumas usque cuniculus, omnia ista fabulas esse liquido apparuit: Cocceio qui cuniculum istum duxit (et alium a Dichaearchia sive Puteolis ad Neapolin supra Baias tendentem) fere fabulam istam de Cimmeriis modo relatam sequente, ac fortasse etiam arbitrante loco huic ex antiqua consuetudine convenire, ut per fossas viae ducantur.«

Es ist also eine reine Fabel, daß zu irgend einer Zeit der Averner See den Tieren nachteilig gewesen ist. In sehr alten Zeiten scheint der See mit dem Meere in direkter Verbindung gestanden zu haben, weshalb der augenblickliche Zustand eine kleine Erhebung des Bodens wahrscheinlich macht. Diodorus Siculus erzählt, daß Herkules nach seinen Kämpfen mit den Riesen sich zum Aornos-See begeben habe, und daß er, nachdem früher der See direkt mit dem Meere kommunizierte, einen Damm zwischen dem See und dem Meere erbaut habe. In späteren Zeiten wurde die Verbindung allmählich wieder geöffnet. Zur Zeit Julius Cäsars bewirkten die Unwetter, welche die schmalen Sandbänke zwischen dem Averner See und dem Lucriner See und dem Meere vernichteten, daß das Meer sich in den See ergoß, sehr zum Nachteil der Süßwasserfische.

Cäsar ließ den Damm wieder herrichten und verhinderte so wieder die Verbindung[1]. Bald dararauf öffnete der Kaiser Octavianus Augustus die Verbindung wieder, um einen Hafen zu gewinnen[2] und zwar ungefähr im Jahre 717 u. c.; indem er an den beiden Enden den kleinen Zwischenraum durchschnitt, welcher den Lucriner See vom Meere trennt, machte er aus dem Lucriner und dem Averner See auch für die Schiffe sehr tiefe Häfen. Zu derselben Zeit erneuerte auch Agrippa die zwischen dem Lucriner See und dem Meere gelegene, durch Sturm zerstörte Sanddüne, welche Herkulesweg genannt wurde[3]. Claudius trennte das Meer vom Lucriner See durch eine Mole[4], aber es blieb doch noch immer eine Verbindung zwischen dem Meere und dem Averner See, dessen Wasser stets brackig blieb. Auch zu Plinius Zeiten war es so, denn er spricht von Austern, die im

[1]) Servius Grammaticus in Georgica, lib. II: In Baiano sinu Campaniae lacus sunt duo Lucrinus et Avernus. Cum maris impetus, plerumque irrumpens exinde pisces excluderentur Praefectus C. Julius Caesar ductis brachiis exclusit partem maris, quae antea infesta esse consueverat.

[2]) C. Suetonii Octavius Augustus, c. 16: Portum Julium apud Baias, immisso in Lucrinum et Avernum mari, effecit. Darauf spielt Vergil an: Julia qua ponto longe sonat unda refuso, Tyrrhenusque fretis immittitur aestus Avernis? (Georg. II, 161).

[3]) Strabo, l. V, 46: Der Lucriner See war durch einen 8 Stadien langen und einen Karren breiten Damm vom Meere getrennt. Dieser soll von Herkules erbaut sein, als er die Rinder des Gereon trug. Nachdem aber die Unwetter den Damm an vielen Punkten beschädigt hatten, ließ Agrippa die Straße wieder ausbessern.

[4]) Plinii Secundi, lib. 36, 24.

Averner See gezüchtet wurden[1]). Auch **Cassiodorus**[2]) zu Beginn des 6. Jahrhunderts u. c. spricht davon. **Nero** hatte die Absicht, durch einen vollständigen schiffbaren Kanal quer durch die Pontinischen Sümpfe[3]) den Averner See mit Ostia zu verbinden.

Später müssen aber die Verbindungen mit dem Meere oft unterbrochen und immer schwieriger offen zu halten gewesen sein, besonders seit der Versandung des Lucriner Sees durch den Ausbruch des Monte Nuovo im Jahre 1538. Heute ist der See vollkommen süß, und ein Ausfluß zwischen dem Monte Nuovo und dem Lucriner See entwässert ihn zum Mittelmeer (Vgl. Fig. 2 auf S. 12).

Von dem Hügel nördlich vom See steigt man 27 m auf sehr sanften Abhängen bald zum Bezirk Schiana und zur Meierei Viscola hinab, einer elliptischen, wenig eingesenkten Vertiefung, die von wenig mehr als 30 m hohen Hügeln umgeben ist. Im O und W erreichen sie nur eine Höhe von 10—20 m, und nur der Monte Rosso an der Nordwestseite ist 70 m hoch. Alles besteht aus Tuff. Vielleicht handelt es sich, wie **Günther** (a. a. O. S. 420) annimmt, um den Krater einer Explosion, die ziemlich viel früher war als diejenige, die den Averner See bildete, oder um ein einfaches Erosionstal, zu dessen Abschließung der Ausbruch des Averno beitrug.

VIII. Ciliano.

Ciliano (Cigliano der Karte) ist ein 217 m hoher Hügel, welcher sich zwischen der kraterförmigen Ebene von Campana und der schmalen am Meere gelegenen Ebene erhebt (Vgl. Fig. 2 auf S. 12). Westlich trennt ihn die Campanische Straße vom M. Barbaro, die dort in 82 m Höhe ü. d. M. durch einen Engpaß geht, östlich ein wenig emporragender Hügel von den Astroni auf der Seite der Torre Nocera. Mit Ausnahme von dieser Seite erhebt sich also der Hügel ziemlich isoliert aus der Ebene; er hat eine beinahe regelmäßig konische Form und ungefähr dieselbe Höhe wie die Hügel, welche östlich den See von Agnano umgeben.

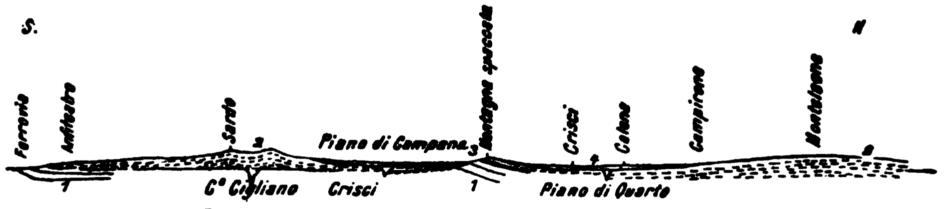


Fig. 24. Vom Meere bis an die Ebene von Quarto. 1 : 100000.
1. Gelber Tuff; 2. Grauer Tuff; 3. Hypokristallinische Schlacken; 4. Alluvium.

Der Gipfel des Kegels ist in einer Höhe von 200 m stumpf abgeschnitten und bildet dort eine leicht vertiefte Ebene, so groß wie der Kraterboden der Solfatara. Der Durchmesser des zentralen Teiles des Bodens, der ganz mit Weinreben und Kastanien bedeckt ist und eine Zeit lang Landgut Capomazza genannt wurde, ist ungefähr 350 m. Der tiefste Punkt desselben erhebt sich 169 m ü. d. M., der höchste Punkt des Randes, der einem Halbmond gleicht, im N 217 m; im S und O erhebt sich der Hügel nur 30 m über das Landgut und noch etwas weniger im W, wo die Gewässer abfließen. Die konische Form und die leichte Vertiefung auf dem Gipfel waren ohne Zweifel die Ursachen, die dazu geführt haben, den Ciliano für einen Eruptionskrater zu halten.

[1]) Ebenda lib. 32, 27: Ostrea brundisiana in Averno compasta, et suum retinere succum, et a Lucrino adoptare creduntur.

[2]) **Cassiodori**, l. 6, ep. 6: Deinde immissum Averno stagneum mare, ubi ad voluptatem hominum vita gignitur ostreorum.

[3]) C. **Suetonii**, Nero 31: Inchoabat fossam ab Averno Ostiam usque, ut navibus, nec tamen mari ineter, longitudinis per centum sexaginta millia, latitudinis, qua contrariae quinqueremes commearent.

Von dem gelben Tuffe des Hügels von Pozzuoli aus, der der älteste Boden dieser Gegenden ist, passiert man auf einer weiten Strecke sehr junge Alluvionen, welche die letzten zum Meere sich erstreckenden Abhänge des Ciliano bedecken; besteigt man ihn, so trifft man längs des Hohlweges östlich von Vaiano wie längs der anderen Giesbäche, welche ihn durchfurchen, in ununterbrochener Reihenfolge Schichten von aschgrauem, gelblichem, manchmal rötlichem Tuff, der aus kleinen Krümelchen, unter denen am meisten Fragmente von gelbem Bimsstein vorkommen, besteht, zuweilen aber so fein ist wie echter Puzzolan und hier und da Lagen von Augit und Magnetit, die ihn schwarz färben, enthält. Auf der Westseite ist der Tuff bald fein, bald enthält er wenige unregelmäßige stets eckige bis 5 cbdcm große Auswürflinge von Bimssteinen und gleichaltrigen Schlacken, in denen Sanidin und Augit vorkommen. Bisweilen zeigen dieselben Spuren von Pressung, welche durch den Fall auf die unterhalb befindliche Tuffmasse hervorgebracht sind. Auf 2/3 der Höhe trifft man, wenn man östlich von Vaiano heraufkommt, bei ca 150 m mitten im Tuffe etwas häufiger einige linsenförmige Partien von schwarzen Schlackenstücken oder von hellen Bimssteinen von ungefähr Nuß- oder Apfelgröße. Diese und andere seltene Schlackenauswürflinge beweisen die Analogie mit den Ausbrüchen des Monte Nuovo und des Averno.

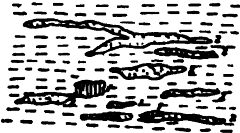


Fig. 25. Am Monte di Ciliano zwischen Vaiano und Salvio.
1. Schlacken; 2. Bimssteinbreccie im grauen Tuff.

Der höchste Teil des kraterförmigen Randes besteht aus horizontalen Schichten von abwechselnd großen und kleinen Bimssteinen mit einigen dünnen Schichten von gelbem, violettem oder grauem Puzzolan in der Mitte. Man sieht sie am besten im W in den neuen zu den Weingärten führenden Gängen. Sie gleichen dem äußeren Ansehen nach vollkommen denen auf den höchsten Teilen der Hügel von Capodimonte nach Foria.

Rings um die Vertiefung auf dem Gipfel gibt es weder steile Wände noch Spuren irgendwelcher Explosionen von Schlacken, noch von Laven.

Die Schichten des Tuffes sind deutlich zu unterscheiden, oft sehr dünn, eben, auch mit Diagonalschichtung, und durcheinander verschlungen, wie das bei solchen Schichten meist der Fall ist, manchmal auch etwas geneigt und gekrümmt, aber immer nur auf kurze Strecken.

Fig. 26. Gipfel des Ciliano nach W zu.
1. Grauer Tuff; 2. Bimssteinbänke; 3. Sehr fein geschichtete Bimssteine.

Im W und im SW ist die Oberfläche mit Vegetation bedeckt oder so verändert, daß man die ursprüngliche Natur des Erdbodens nicht mehr erkennen kann; steigt man jedoch westlich zum Gut Cataneo hinab, so trifft man 20° nach W einfallende Bänke an. Höher nach O zu fallen sie nur noch 10° nach NO ein und bei Sardo 10° nach SO, auf dem höchsten Teile sind sie aber vollständig horizontal. Je höher man steigt, desto jüngere Schichten trifft man an. In ihrer allgemeinen Anordnung folgen sie wenig der Neigung des Kegels, und häufig werden sie von seiner Oberfläche direkt durchschnitten; so setzen sie sich z. B. im O, mit Ausnahme der durch die Täler hervorgebrachten Unterbrechungen, ununterbrochen bis zu den Astroni fort; im N werden sie von der Ebene der Campanischen Straße unterbrochen; auch an den tieferen Stellen der West- und Nordwestseite gewahrt man ihre horizontale Lagerung und das Abschneiden der Schichten sehr deutlich. Schlacken im Durchmesser bis zu 3 dcm sieht man nur selten hier und da an der Oberfläche.

De Lorenzo suchte mir die Ansicht beizubringen, daß die schlechte Erhaltung des Kraters von seiner teilweisen Wiederauffüllung herrühren könnte. Dies ist wahrscheinlich, auch ohne die Annahme eines Sees, der infolge der großen Durchlässigkeit des Bodens sich nicht halten konnte. Auf jeden Fall deuten die geringe Erhaltung, zusammen mit

der starken Denudation auf den äußeren Abhängen, mit dem teilweisen Abschneiden der Schichten, mit ihrem Einfallen, der Überlagerung durch feine Schichten von Bimssteinen und von grauen Tuffen, welche den Gipfel des Berges, wie alle höchsten Schichten der Phlegräischen Felder bedeckt haben, darauf hin, daß der Ausbruch des grauen Tuffes des Ciliano ziemlich alt ist, wahrscheinlich später als die Explosion der Ebene von Campana, aber früher als diejenige der Astroni, der Senga und der Solfatara. De Lorenzo setzt sie allerdings später als die der Astroni[1]) an.

IX. Monte Olibano.

Auf der ganzen italienischen Halbinsel, mit Ausnahme der Inseln, und in ganz Europa findet man außer der Gegend des Monte Olibano (vergl. Fig. 8 S. 21 u. Fig. 34 S. 85) zwischen Bagnoli und Pozzuoli keinen Ort, wo die Denudation die Verteilung der vulkanischen Massen, welche ihren Ausbruchsschlöten am nächsten waren, deutlicher freigelegt hätte. Man kann in der Tat berechnen, daß das natürliche Profil der Laven des Monte Olibano, das man längs des Meeres sieht, höchstens 300 m vom Krater des Vulkans entfernt gewesen ist, den man jetzt nicht mehr erkennen kann. Ich werde zunächst das Profil beschreiben, indem ich dabei von unten anfange, wie man es im W, d. h. gegen Gerolomini, und nach O, d. h. gegen Bagnoli, sieht. Teile dieses Profils wurden bereits beschrieben und publiziert von Guiscardi[2]) und Sueß[3]). Einen theoretischen Durchschnitt hat Scacchi[4]), eine Zeichnung Hamilton[5]) gegeben. Auch vom Rath hat diese Gegenden beschrieben[6]). Ich werde zunächst die Schichtenfolge östlich vom Monte Olibano beschreiben, indem ich mich von der Pietra nach Promontorio wende, dann jene, welche man in der Verlängerung der vorhergehenden nach W sieht von Promontorio nach Gerolomini. So wird dann die ganze Front des Lavaausbruches des Monte Olibano nach dem Meere zu beschrieben.

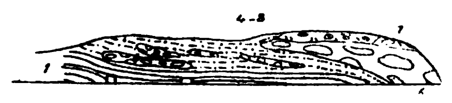


Fig. 27. Westlich des Vorgebirges des Monte Olibano gegen Pozzuoli zu zwischen dem Gasthof Flavio Gioia und dem königlichen Bruch degli Scogli. Etwa 1:12000.
1. Gelber Tuff und Ton mit marinen Fossilien; 4.—8. Grauer Tuff; 6. Trachyte; 7. Breccienartige Trachyte.



Fig. 28. Beim Capo alla Pietra.
1. Gelber Tuff und Breccie von gelbem Tuff; 2. Trachyte des Monte Olibano; 3. Schlacken; 4. Rötlich grauer Tuff des Monte Olibano.

Beim östlichen Eingang in den Tunnel der Cumanischen Eisenbahn gleich hinter der Station Pietra beim Capo di Chiaia und östlich von dem größeren Tunnel unter dem M. Olibano besteht der Hügel gänzlich aus gelbem Tuff Nr. 1 mit abgerundeten pisolithischen gelben und weißen Bruchstücken und vereinzelten Trachytstücken. Bei dem folgenden Tunnel des Monte Olibano, vor der Station Gerolomini, sieht man inmitten regelmäßiger Bänke gelben Tuffes Bänke von Tuff Nr. 2 aus großen Stücken verschiedener Größe des gewöhnlichen gelben deutlich geschichteten Tuffes zusammengesetzt, die aber abgerundet und unregelmäßig angeordnet sind.

---

[1]) De Lorenzo und Riva, a. a. O. S. 78.
[2]) G. Guiscardi, Contribuzioni alla geologia dei Campi Flegrei. (Atti R. Acc. d. sc. Napoli 1863.)
[3]) Sueß, Das Antlitz der Erde. Bd II. Wien 1888, S. 473. Fig. 39.
[4]) A. Scacchi, Campania, S. 139.
[5]) Campi Phlegraei, Pl. XXIII.
[6]) vom Rath, Geogn. mineral. Fragmente aus Italien. (Zeitschr. der deutschen Geol. Gesellschaft 1886, Bd XVIII, S. 614.)

Weit entfernt davon in jenen Anhäufungen die Wirkung einer vulkanischen Explosion zu sehen, welche heterogene und unregelmäßiger angeordnete Bruchstücke aufgehäuft hätte, sehe ich vielmehr in ihnen die Wirkung einer durch das Meer hervorgerufenen Corrosion und einer Zerstückelung der dort befindlichen gelben Tuffe, denn unter ihm liegen gleichzeitige, sicher marine Schichten, was ich nie anderswo in dieser Gegend fern vom Meere gesehen habe.

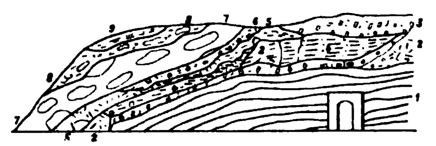


Fig. 29. Am Vorgebirge des Monte Olibano gegen Pietra zu (Fortsetzung von Prof. 27). Etwa 1 : 10000.

1. Gelber Tuff; 2. Breccie von gelbem Tuff; 3. und 6. Dunkle Schlacken u. Breccie von gelbem Tuff; 4. Dunkler grauer Tuff, der weniger deutlich geschichtet ist und Breccie von gelbem Tuff; 5. Schwarze Schlacken; 7. Trachyte; 8. Breccienartige Trachyte; 9. Grauer Tuff.

Der gelbe Tuff östlich vom Tunnel des Monte Olibano ist etwa 15 m mächtig.

Über dem Tuff Nr. 2, etwa 9 m ü. d. M. beobachtete Guiscardi[1]) vom Capo di Chiaia bis zum Monte Olibano eine ca 8 dcm hohe Schicht Sand mit spärlichen marinen Fossilien, die an der Oberfläche häufiger werden, von Arten, die auch heute noch am Capo di Chiaia leben, nämlich Venus gallina L., Arca lactea L., Arca scabra Poli, Chama gryphoides L., Lima squamosa Lck., Spondylus gaederopus L., Siliquaria anguina L., Cerithium vulgatum Brug., Murex trunculus L., Columbella rustica L., Mitra ebenus Lck[1]).

Darüber befindet sich eine ca 2 m hohe Bank (Nr. 3) von dunklen fragmentarischen Schlacken, die den bisher untersuchten gleichen, aber ziemlich viele in die Augen fallende Kristalle von Sanidin enthalten; sie sind von Tuff begleitet. Diese Bank nimmt nach W, d. h. wenn man sich dem alten Zentrum des Ausbruchs nähert, an Höhe zu und besteht nur noch aus schwarzen Schlacken ohne Tuff. Im Tunnel des Monte Olibano der cumanischen Eisenbahn begegnet man an einigen Stellen am Gewölbe ganz den nämlichen Schlacken[2]).

Die Schlackenbank wird ihrerseits von dunkelgrauem oder gelbem Tuff (Nr. 4) bedeckt, der weniger deutlich geschichtet ist, als der vorhergehende; sie enthält hier und da Bänke von Bruchstücken gelben Tuffes, die mit Nr. 2 identisch sind. Eine dieser unregelmäßigen Bänke ist ca 10 m hoch. Weiter nach W zu zeigen sich in dem Verhältnis, in welchem die unterhalb befindlichen Schlacken an Mächtigkeit zunehmen, in dieser Bank Schlackenstücke von 1—8 cbm Volumen.

Über dem Tuff bemerkt man eine Bank (Nr. 5) von schwarzen mit den vorhergehenden identischen Schlacken; die Bank ist sehr unregelmäßig, wie es sein muß, da es sich um Eruptivmassen handelt. Die am meisten fragmentarischen Schlacken sind von gewissen ausgedehnten kompakten ganz schwarzen Massen begleitet, die wirkliche kleine Lavaströme zu sein scheinen.

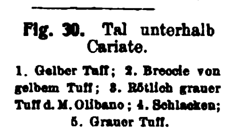


Fig. 30. Tal unterhalb Cariate.

1. Gelber Tuff; 2. Breccie von gelbem Tuff; 3. Rötlich grauer Tuff d. M. Olibano; 4. Schlacken; 5. Grauer Tuff.

Breislak[3]) sagt, daß er in den Zwischenräumen Partikel von Eisenglimmer gefunden habe. Gewöhnlich werden solche Schlacken »ferrugine«, Eisenrost, genannt, weil sie das Aussehen der Schlacken haben, welche vom Schmelzen von Eisenerzen herrühren. Die Berührungsebene zwischen den Schlacken und dem darunter befindlichen Tuff ist unregelmäßig, als ob vor der Ablagerung der Schlacken eine Denudation stattgefunden hätte, und bei der Berührung ist der Tuff infolge der Hitze etwas rötlich oder gelblich geworden, wie das schon von anderen bemerkt worden ist.

Beim Promontorio kommt eine andere Bank zum Vorschein (Nr. 6), die identisch mit Nr. 3 ist und aus Schlacken und Bruchstücken von Tuff besteht, der durch das

---

[1]) G. Guiscardi, Contribuzioni alla geologia dei campi Flegrei. (Atti R. Acc. d. sc. Napoli 1863)
[2]) Johnston-Lavis, Rep. of the Committee, 1888.
[3]) Breislak, Essais minéral. S. 168.

Meer und durch den Ausbruch wie gewöhnlich zerbrochen ist. Das Ganze ist weiter bedeckt von dem mächtigen gleichförmigen Lavastrom des Monte Olibano (Nr. 7), der eine Mächtigkeit von 15—30 m besitzt. Die trachytische Lava ist kompakt, meist von heller Farbe und stets kristallinisch.

Weiter nach dem Promontorio zu kommt man auf eine breccienartige, graue Formation (Nr. 8), die aus demselben trachytischen Material und einigen schwarzen Schlacken besteht, weiter zu einer Bank von grauem Tuff (Nr. 9), ähnlich der Nr. 4, die deutlich geschichtet ist[1]).

Entfernt man sich vom Promontorio und wendet sich gegen die Pietra und Bagnoli, so bemerkt man, wie schon gesagt, daß der Trachyt aufhört, daß alle Schlackenbänke dünner werden, obwohl die unteren mit den oberen sich vereinigen, und dann aufhören. Statt ihrer liegt über dem gelben Tuff dunkelgrauer, rötlicher Tuff, der weniger deutlich geschichtet ist, als Nr. 4 (vgl. Fig. 29 auf S. 77), sich von jedem anderen Tuff der Phlegräischen Felder deutlich unterscheidet und ohne Zweifel ein Produkt des Vulkans



Fig. 31. Trachyt bedeckt von Schlacken am Monte Olibano.

des Monte Olibano ist. Er folgt der Küste bis Bagnoli, indem er noch hier und da einige Anhäufungen von schwarzen Schlacken enthält (vgl. Fig. 28 auf S. 76 und Fig. 30 auf S. 77) und ist von grauemTuff (Nr. 9) der jüngsten Zeit und von anderer Herkunft bedeckt.

Derselbe Tuff dehnt sich auch landeinwärts nach N längs der Straße aus, die von Pozzuoli und von S. Gennaro nach Fuorigrotta führt; man trifft ihn besonders in den Einschnitten an. Nordöstlich von Monte Olibano ist er von graurötlicher Farbe mit sehr kleinen Breccien und Bimssteinen und zwar von da, wo die Straße die Villa Perrone berührt, bis sie den Hügel schneidet, welcher zwischen jener und der Villa Fanzetta liegt, östlich vom Hügel von Cariati. Dort kommen einige Bänke von schwarzen Schlacken vor, die ihrerseits von trachytischen Breccien der Solfatara bedeckt sind (Fig. 9, S. 25).

Folgen wir der Straße in östlicher Richtung nach San Luise zu, so finden wir in den gleichen rotgrauen feinen Tuffen bisweilen roten, sehr feinen Puzzolan, bisweilen viele Bimssteine mit meistens sehr kleinen Schlacken bis zur Größe eines Apfels, mit Trachytstücken, die denen des Monte Olibano ähnlich, aber zersetzt und zuweilen weiß geworden sind. Die Schichten fallen 22° nach SW ein.

Aus diesen Beobachtungen müßte man schließen, daß die Ausbrüche des Monte Olibano jünger sind als diejenigen von Agnano und älter als wenigstens die letzten Explosionen und die Bildung des jetzigen Kraters der Solfatara.

[1]) Eine Zeichnung davon befindet sich bei Hamilton, Campi Phlegraei. Naples 1776 Pl. 23.

Kehren wir zum Promontorio zurück, welcher ganz und gar aus trachytischer Lava besteht. Sie ist im westlichen Teile viel mächtiger als in dem östlichen schon behandelten Teile bei der Pietra und wird lebhaft für den Bau von Häusern usw. gebrochen. Der hauptsächlichste Steinbruch wird heute der königliche Steinbruch «degli Scogli» genannt.

Auf dieser Westseite des Promontorio ist, wenn man gegen Gerolomini und Pozzuoli geht, das Profil manchmal einfacher, manchmal mehr komplizierter Art[1]) (vgl. Fig. 27 auf S. 76).

Der gelbe Tuff Nr. 1, der die Basis des östlichen Profils bildete, wird hier von aschfarbenen deutlich geschichteten Tonen vertreten, welche hier und da ein Stück gelben oder grauen Tuffes enthalten mit marinen Fossilien; sie sind bekannt als Mergel des Monte Dolce, die Scacchi und die übrigen Schriftsteller, welche den Katalog der Fossilien von Guiscardi wieder angeführt haben, beschrieben haben. Auch Sueß nennt sie in seinem oben zitierten geologischen Profil.

Die höheren Schlackenbänke Nr. 3 und 5, welche man östlich vom Promontorio bemerkt, setzen sich nach W nicht fort. Dort werden sie durch zwei getrennte aufeinanderfolgende Bänke von kompakter Lava oder Trachyt Nr. 7 ersetzt; sie sind nicht mit der größeren mächtigeren Masse zu verwechseln, die das Promontorio bildet, und kommen auch an dem westlichsten Ende des Profils bei der Therme Musto vor.

Beide Trachytbänke werden durch eine kleine Schicht grauen Tuffes wie Nr. 4 voneinander getrennt. Die untere Bank ist etwas ausgedehnter und einheitlicher, die obere ist in wenigstens drei dünnere Lagen geteilt, die ihrerseits mit grauem Tuff Nr. 4 bedeckt sind, der aber nur von geringer Mächtigkeit ist; dieser Tuff trennt die beiden Bänke von der größeren Trachytbank Nr. 7, die das Promontorio bildet und auch in dem vorhergehenden Profil erwähnt ist.

Folgt man der Küste weiter nach W, so stößt man plötzlich und unvermittelt auf gelben Tuff von Pozzuoli.

Das östliche Profil ist ungefähr 1/2 km lang und ebenso lang ist auch das westliche; da ihre Längsrichtungen aber einen Winkel miteinander bilden, so ist der Schnitt, die dritte Seite des Dreiecks, nicht länger als 750 m. Alle Bänke sind ungefähr unter einem Winkel von 25° nach Süden, d. h. gegen das Meer geneigt dergestalt, daß wohl der Trachyt, nicht aber das darunterliegende Gestein bis an das Meer, an die äußerste Spitze des Promontorio reicht.

Die roten oder braunen unteren Schlacken ähneln denjenigen der Senga; sie wurden von Roth untersucht, welcher in der Grundmasse, die z. T. glasig ist, Sanidin, Augit und Biotit fand[2]). Ich selbst habe auch Magnetit beobachtet und gesehen, daß der Sanidin Mikrolithen bildet, meistens isolierte Nadeln in der Grundmasse, und nur in einigen Punkten in Einsprenglingen vorkommt. Diese sind meist wie im kristallinischen Trachyt Kalknatron-Feldspat mit Glaseinschlüssen, verzwillingt mit wenig deutlicher polysynthetischer Streifung, mit schwachem Pleochroismus, mit zonarer Struktur; sie sind nach der Mitte zu saurer und zeigen an den Enden einen Saum von Sanidin; doch kommen in dem Zentrum auch basischere Kristalle vor; in einem Falle löschte ein Kristall auf P bei $-35° 7'$ aus (Anorthit), die äußeren Zonen bei $-19°$ (Bytownit) und bei $-29°$ (Anorthit). In anderen Fällen geht die Auslöschung von Oligoklas im Zentrum (auf $P + 11° 57'$) bis zum Bytownit ($-24° 46'$). Bytownit und Anorthit mit den charakteristischen Auslöschungswinkeln von $-37°$ sind unter den Plagioklasen die gewöhnlichen. Seltener kommt Albit vor.

Die darüberliegende trachytische Lava ist kompakt, oberflächlich zersetzt und weißlich geworden, im Innern aber grau oder schwarz oder rötlich, meist aber hell und unverändert,

[1]) Eine Zeichnung findet sich bei Hamilton, a. a. O. Pl. 24.
[2]) J. Roth, Allgemeine und chemische Geologie. Bd II, S. 246.

oft sehr feinkörnig. Untersucht wurde sie von Abich, Vogelsang, Kalkowsky, vom Rath, Roth, Rosenbusch, Dell' Erba, Lacroix, Clifton Ward[1]) usw. Nach Abich[2]) beträgt ihr spezifisches Gewicht 2,686, sie enthält 68,89 Proz. Kieselsäure[3]).

Was die Struktur dieses Trachyts im allgemeinen betrifft, so kommen hier größere Differenzen vor als in anderen benachbarten Trachyten. Er ist überwiegend oder ausschließlich kristallinisch, mehr als irgend ein anderes Gestein der Phlegräischen Felder, aber größere Partien von Gemengteilen aus deutlichen gröberen Kristallen schließen ein Partien mit kleineren Kristallen oder umgekehrt. Der Reichtum an größeren Kristallen, besonders an Sanidin, gewährt dem Gestein ein porphyrartiges Aussehen. Am Meere entlang bleiben diese Kristalle häufig durch die Tätigkeit der Wellen isoliert übrig.

Bei der mikroskopischen Untersuchung zunächst der feiner kristallinischen Partien erkennt man in der Grundmasse leistenförmige Kriställchen von Sanidin, einfache oder Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz, ferner nach Dell' Erba[4]) solche von sehr porösem Plagioklas, grüne oder gelbe Augite, die häufig zerbrochen und bis zum völligen Verschwinden des Minerals chemisch corrodiert sind, von dem nur noch der mehr oder weniger vollständig Kristallumriß mit Körnern von Magnetiten übrig geblieben ist, und Magnetit. Kalkowsky beobachtete glasige Sphärolithe, auch Vogelsang fand eine glasige Basis, die jedoch stets nur sehr spärlich vorkommt, meist aber fehlt. Unter den Einschlüssen kommen große Kristalle von Sanidin vor, bei denen zonare Struktur häufig ist. In den mikroskopischen Schnitten unterscheidet sich, falls sie nicht der Zone (001): (100) angehören, die Auslöschung in den verschiedenen konzentrischen Zonen, woraus man nach Rosenbusch schließen könnte, daß der Kali- und Natrongehalt in den verschiedenen Zonen ungleich sei. Die Anwachsstreifen bilden in diesen Fällen konzentrische Polygone und manchmal, obwohl selten, ändert sich die Form der Zonen, infolgedessen auch die Richtung des Wachstums in einem und demselben Kristall[5]). Im Sanidin befinden sich Flüssigkeitseinschlüsse, was bei ähnlichen Gesteinen ziemlich selten vorkommt[6]). Vogelsang beobachtete im Sanidin wie im Augit Glaseinschlüsse; ferner kommen nach Lacroix Kristalle von Plagioklas mit guten Umrissen vor, die eine ungeheure Zahl regelmäßiger polyedrischer Poren besitzen, die dem ganzen das Aussehen von Drell oder Spitzen geben[7]). In gewissen Einschlüssen mehr basischer Natur umgibt Plagioklas, der Andesit oder Labradorit ist, ohne glatte Umrisse die mehr basischen Mineralien[8]). Ferner kommt goldgelber oder grüner Augit vor, welcher am Rande oft in Ägirin übergeht[9]), dann Hornblende in großen Kristallen oder in Mikrolithen, die bisweilen kristallographisch orientiert mit Augit verwachsen sind[10]), Magnetit und selten, wie Lacroix und Vogelsang beobachteten, Biotit und Olivin (Lacroix, S. 377), welchen man, wenn auch selten, in Körnern beobachten kann, die durch die Corrosion der Meereswellen leicht isoliert werden. Dell' Erba beobachtete unter den mikroskopischen Einschlüssen auch Apatit.

In den gröber kristallinischen Partien, die zugleich die räumlich ausgedehntesten sind, fehlt eine Grundmasse, und das Gestein besteht lediglich aus großen Kristallen, und hat infolgedessen holokristallinische oder körnige Struktur, wie Granit und andere alte Gesteine.

---

[1]) Clifton Ward, On the comparative microscopic rock-structure of some ancient and modern volcanic rocks. (Quart. Journ. of the Geolog. Soc. London 1875.)

[2]) Nat. d. vulk. Bild. S. 30.

[3]) Daß Sueton von durch Caligula am Monte Olibano angelegten Steinbrüche gesprochen habe, beruht nur auf Erfindung einiger Autoren.

[4]) Dell' Erba, Sanidinite sod. pir. di S. Elmo, S. 183.

[5]) H. Rosenbusch, Mikr. der massigen Gesteine. Stuttgart 1896, 3. Aufl., Bd. II, S. 742.

[6]) Rosenbusch, a. a. O. S. 743.

[7]) Lacroix, a. a. O. S. 377.

[8]) Ibidem.

[9]) Ibidem S. 376. — Vogelsang, a. a. O.

[10]) Ibidem S. 377. — Dell' Erba, a. a. O.

Es ist leicht zerreiblich und enthält zahlreiche miarolitische Hohlräume; Lacroix fand in ihm große Kristalle von Sanidin mit seltenen Einschlüssen von Apatit, Magnetit, Augit, häufig Plagioklase mit Poren, die ihrerseits Hämatit, Augit usw. enthielten[1]. Bisweilen sieht man auch feinkörnigere Adern mit porphyrischer Struktur. In der Grundmasse des Trachyts fanden weder Kalkowsky[2]) noch Vogelsang[3]) Sodalith, der von vom Rath und anderen beobachtet worden war. Rosenbusch[4]) bemerkte blauen Sodalith, der unregelmäßig und wenig häufig zusammen mit Hauyn vorkam[5]). Lacroix[6]) hat ihn nur in kleiner Menge in den Hohlräumen und um den Sanidin herum konstatiert. In den Spalten und den Hohlräumen konstatierte Spallanzani Eisenglanz, Lacroix[7]) Augit und Anorthit, vom Rath[8]) Sanidin, weißen Sodalith, grünen Augit, braune Hornblende, Calcit und Breislakit. Nach Wichmann ist dies Mineral eine nadelartige Varietät des Eisen-Olivins, des Fayalits[9]). Auch ich habe ihn in den Spalten und in kleinen Drusen des Trachyts in Büscheln und in Flocken sehr feiner, zerbrechlicher gerader Nadeln beobachtet, die gegen 0,5 cm lang, undurchsichtig, glänzend, rotbraun waren, und von Chlorwasserstoffsäure kaum oder gar nicht angegriffen wurden, charakteristische Eigenschaften, die auch beim Fayalit vorkommen, den Iddings, Penfield und Bergeat auch auf den Liparischen Inseln konstatiert haben.

Nach Rosenbusch (a. a. O. S. 766) ist das Gestein bei der Armut an Sodalith ein Augittrachyt vom Ponzatypus. Im Verhältnis zu den Strömen und Schlacken anderer Phlegräischer Vulkane kommt Hornblende weit seltener vor.

Lacroix, welcher nicht anerkannte, daß die von ihm untersuchten und veröffentlichten Stücke wesentliche Teile der Hauptmasse ausmachen, hielt sie für einfache Einschlüsse im Trachyt. Die feinkörnigen Stücke mit Grundmasse, mit Gemengteilen von zwei Generationen und mit groben porphyrischen Kristallen vergleicht er mit den Mikrograniten und nennt sie Mikrosanidinite, indem er sie für einen Übergang zu mehr kristallinischen Formen mit holokristallinischer oder körniger Struktur wie die Granite, die er Sanidinite nennt, hielt. Da diese Teile notwendigerweise dieselbe Natur haben wie das ganze einschließende Gestein, so nennt Lacroix sie homoeogene Einschlüsse. Gleichzeitig betrachtet er die Augit- und Anorthiteinsprenglinge als »enallogen«, um seine Worte zu gebrauchen, d. h. herrührend von der Auflösung fremder Gesteine, die keine Beziehung zu der mineralogischen Zusammensetzung des einschließenden Gesteins haben, und wahrscheinlich von Kalksteinen. Indessen gehören Anorthit und noch mehr Augit zu den Hauptgemengteilen des Gesteins. Indem er von der unzutreffenden Vorstellung ausgeht, daß es sich um Einschlüsse handele, sagt er: »Il est impossible de n'être pas frappé par l'analogie complète qui existe entre les minéraux constituant ces sanidinites et ceux de la roche volcanique englobante. De plus, la composition moyenne de celle-ci est tout à fait comparable à celle de sa sanidinite. L'étroite parenté existant entre ces deux catégories de roches étant établie, et, d'autre part, la structure grenue ne se présentant pas dans les roches volcaniques acides venues au jour, il est logique d'en conclure que les sanidinites proviennent de la cristallisation intratellurique du magma qui s'est épanché sous forme de roche microlitique. Le trachyte et sa

---

1) Lacroix, a. a O. S. 376.

2) Kalkowsky, Zeitschr. der deutschen geol. Ges., Bd. 30, S. 670.

3) Vogelsang, Philosophie der Geologie. Erläuterungen zu Tafel VI. Fig 1.

4) Rosenbusch, a. a. O. S. 754.

5) Ebenda, Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., 1879, S. 647.

6) Lacroix, Les enclaves des roches volcaniques. Macon 1893, S. 377.

7) Ebenda, a. a. O. S. 329.

8) vom Rath, Geogn. mineral. Fragmente. (Zeitschr. der deutsch. Geol. Ges., Bd. 18. S. 615.) — Roth, Der Vesuv S. 506.

9) A. Wichmann, Über den Breislakit. (Zeitschr. für Kristallographie, XXVIII, S. 529, 1897.)

sanidinite ne diffèrent donc que grâce aux conditions différentes qui ont présidé à leur cristallisation.« ... »Ceci étant posé, on peut se demander si ces cristallisations intratelluriques ont donné naissance à de véritables roches solides en place, ou si elles n'ont consisté qu'en éponges cristallines, agglomération de grands cristaux, nageant dans le magma volcanique encore plastique.« ... »Si les sanidinites avaient formé des espèces de *glaçons* au milieu du magma trachytique, on observerait des corrosions effectuées à la periphérie de l'enclave, mais aucun de ces phénomènes complexes qui se produisent dans les druses et d'une façon uniforme dans tout l'échantillon. Ils s'expliquent bien dans l'hypothèse d'une roche solide, brusquemement amenée dans un magma visqueux en présence d'emanations minéralisatrices pouvant s'emmagasiner facilement dans l'enclave, grâce à sa porosité et à sa richesse en interstices miarolitiques.« Auch Rosenbusch (S. 775) scheint der Meinung zu sein, daß die Sanidinite der basischen Trachyte Fragmente von Tiefengesteinen sind, die durch pneumatolytische Wirkungen beeinflußt wurden.

Die Sanidinite und die Mikrosanidinite des Monte Olibano bilden keineswegs Einschlüsse in trachytischen Massen, sondern im Gegenteil die Hauptmasse des Gesteins. Das ganze Gestein besitzt eine hochgradig kristallinische Struktur, worin es sich von hypokristallinischen Schlacken unterscheidet. Wären die sog. Sanidinite und Mikrosanidinite Bruchstücke unveränderten Gesteins, die aus der Tiefe herstammen, während man sie vielmehr mitten in den Strömen findet, die unzweifelhaft an die Oberfläche herausgeflossen sind, so würde man sie wahrscheinlich mitten unter den Schlacken finden, welche, anstatt direkt an die Oberfläche zu kommen, von der Spannung der Wasserdämpfe herausgeschleudert wurden und unmittelbar aus einer Tiefe kamen, die mehr oder weniger größer ist, als diejenige, aus der die Ströme hervorkommen. Die Ursachen der körnigen Struktur des Gesteins muß man also in ganz anderen Umständen suchen, als die Petrographen annehmen. Der Sanidinit ist an der Oberfläche offenbar in der Form von flüssiger Lava von sehr hoher Temperatur herausgekommen, deshalb müssen die sämtlich ursprünglich flüssigen Bestandteile im Innern der Lavaströme kristallisiert sein, so lange diese sich langsam abkühlten, sicherlich aber in der extratellurischen Periode, wenigstens soweit die Sanidinkristalle fluidale Anordnung zeigen. Übrigens fehlt es unter den Einschlüssen im Sanidin und im Pyroxen nicht an Glas. Die miarolitischen Hohlräume in dem Gestein, welche jetzt mit verschiedenartigen Kristallen ausgefüllt sind, rühren wahrscheinlich von einer Veränderung des Volumens beim Erkaltungsprozesse her, die nicht möglich gewesen wäre, wenn das Gestein in einer glasigen oder hypokristallinischen Form, statt in einer holokristallinischen körnigen fest geworden wäre. Den sog. Sanidiniten des Monte Olibano ähneln diejenigen, die sich im augitischen Trachyt des Laacher Sees finden; diese haben zu weitläufigen Erörterungen Anlaß gegeben und zu einer Ansicht, die mit derjenigen übereinstimmt, die Lacroix von unseren Gesteinen ausspricht. Laspeyres hält an der Meinung fest, daß sie sich von den Trachtyen nur durch die verschiedenen Umstände unterscheiden, unter denen sie kristallinisch wurden.

Scacchi, welcher die Meinung bekämpft, daß die Lava des Monte Olibano in den Tuff als Gang eingedrungen wäre, glaubt, daß es sich hier um einen echten vulkanischen Ausbruch handelt; ebenso nahmen vor ihm Hamilton und andere an, daß die Lava identisch sei mit der der Solfatara, die sehr nahe liegt, und aus jenem Krater geflossen sei[2]). Roth bezweifelt dies stark[3]). Die beiden Lavamassen stehen oberflächlich in keinem Punkte mit einander in Verbindung, wie man nach einigen geologischen Karten glauben könnte; ein Zwischenraum von mindestens 500 m, der von Tuffen eingenommen

[1]) A. Lacroix, a. a. O. p. 353—56.
[2]) Scacchi, Campania, S. 140.
[3]) Roth, Der Vesuv, S. 507.

ist, trennt sie. Die Lava der Solfatara, soweit man nicht den unteren Teil darunter begreift, erhebt sich wenigstens 100 m über dem höchsten Lavastrom des Monte Olibano und stammt sehr wahrscheinlich aus späterer Zeit. Zwar haben beide Laven, wie überhaupt die gesamten vulkanischen Gesteine der Phlegräischen Felder, dieselbe mineralogische und chemische Zusammensetzung, besitzen jedoch eine durchaus verschiedene petrographische Struktur und Aussehen, indem die Laven des Monte Olibano fast grob kristallinisch, während die andere ziemlich kompakt und phanerokristallinisch ist. Beide Laven sind daher offenbar nicht miteinander identisch; sie grenzen aneinander, sind aber oberflächlich getrennt; sie haben sich zwar aus benachbarten, aber nicht aus denselben Kanälen ergossen.

In einer wenig weit zurückliegenden geologischen Zeit öffnete sich auf einem Meeresboden ein vulkanischer Kanal, der dem heutigen Monte Olibano entsprach. Der Ausbruch der augitischen Trachyte begann mit der Explosion von Schlacken, wie der Ausbruch des Monte Nuovo, aber bedeutend schneller erfolgte der Ausbruch wirklicher Lavaströme, besonders deutlich auf der Westseite des Vulkans gegen das heutige Pozzuoli. Der Vulkan war gegen das Meer geneigt, deshalb ergossen sich hierher die Laven. Die wenn auch nicht übermäßig bedeutenden Ausbrüche dauerten eine geraume Zeit, weil wenigstens drei übereinander gelagerte Lavaströme zu verschiedenen Zeiten herausflossen.

X. Baia, Fondi di Baia.

Der kleine halbkreisförmige Busen von Bajä, der sich weit nach dem Meere zu öffnet, zeigt genau die charakteristischen Merkmale eines Kraters, der aus grauem Tuff gebildet ist, wie dies schon Günther erkannte. In der Tat zeigt der Hügel im W, der Bajä vom Fusaro trennt, eine deutliche Antiklinale längs der Fahrstraße zwischen beiden Orten. Dort bemerkt man im grauen Tuff grobe dunkle oder aschgraue Schlacken, die zuweilen bimssteinartig sind, mit wenigen und nicht großen Plagioklasen; sie erscheinen auch an dem Golfe oberhalb des sog. Dianatempels. Sie bestehen aus augitischem, an Plagioklas reichem Trachyt, der, wie die Trachyte von Palombara auf dem Monte di Procida reichlich glasig ist, mit braunen Flecken, die aus Opaciten von Magnetit und Limonit bestehen, mit fluidal geordneten Mikrolithen oder Büscheln von Sanidin; zuweilen kommen auch Mikrolithe von Anorthit und, sehr selten, von Augit vor. Die Einsprenglinge von Plagioklas, welche zuweilen zertrümmert und verschoben vorkommen, gehören zumeist dem Labradorit an. Auf der äußeren Seite nach dem Fusaro zu sind die Tuffbänke regelmäßiger geformt. Dieselben Schlacken fanden sich, gerötet, im Innern des Tunnels der cumanischen Eisenbahn, wo die Temperatur auf 27° anstieg und Spuren von Thermalquellen vorhanden sind, welche zur Zeit der Römer benutzt wurden[1]).



Fig. 32. An der Straße zwischen Baia und Torre Gaveta. Grauer Tuff.

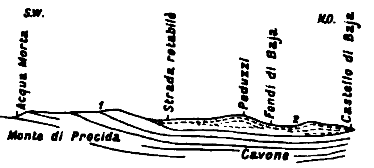


Fig. 33. Monte di Procida und Fondi di Baia. 1 · 100000.
1. Gelber Tuff; 2. grauer Tuff.

In unmittelbarem Zusammenhang mit dem Busen von Bajä, südlich von ihm, und vielleicht infolge eines seitlichen Ausbruchs treffen wir die Fondi di Baia, oder im Lokaldialekt die Funnia di Baia, einen der kleineren aber besser erhaltenen Krater, der schon von Breislak erwähnt wird[2]). Der ebene Boden erreicht eine Länge von 220 m, erhebt sich 2 m ü. d. M. und wird von ziemlich steilen Hügeln eingeschlossen, deren äußerer Umfang einen Durchmesser

[1]) Deecke, Geologischer Führer durch Campanien. Berlin 1901, S. 91.
[2]) Campanie, S. 174.

von etwa 500 m besitzt, und die im S eine Höhe von 120 m erreichen: im N treten sie ganz zurück und der Krater öffnet sich bis zur Meereshöhe. Reiche Weinbergpflanzungen bedecken den ganzen Boden.

Zwei niedrige Hügel trennen nördlich diese Vertiefung vom Meere und von einer anderen kleinen unregelmäßigen Vertiefung, welche Breislak auch für einen Krater hält, der länglich ist, seine Hauptausdehnung in nordsüdlicher Richtung und sehr steile Wände besitzt, welche sehr wahrscheinlich auf die Wirkung einer Explosion auf der westlichen Seite schließen lassen[1]).

Von diesen Kratern und von demjenigen von Bajä stammt der graue Tuff, welcher den ganzen östlichen Teil der Halbinsel von Bajä einnimmt, von Miseno bis Bajä. Nur unterhalb des Castello von Bajä sieht man am Meere auf eine ganz kurze Strecke gelben Tuff. Die Bänke des grauen Tuffes verlaufen horizontal, nur zuweilen gegen Bajä und Miseno zu fallen sie mit 10° gegen ONO ein. Einige Bänke nahe bei den Fondi di Baia enthalten grobe trachytische Bruchstücke. Die unteren Schichten von Miseno bis Bajä sind feiner, und bei einer Mächtigkeit von ungefähr 40 m dominiert der Puzzolan, in dem einige Gruben angelegt sind; Analysen davon finden sich in zwei Abhandlungen von Luiggi und Cardi[2]) und von Rebuffat; ich werde sie im 32. Kapitel (S. 162) mitteilen. Nach Giorgis und Alvisi ist das spezifische Gewicht im Mittel 1,941, das Gewicht einer Volumeneinheit 0,975[3]), nach Cardi 0,95—1,04. In diesen Gruben findet man nach Hamilton[4]) marine Mollusken (Ostrea sp.) und Holzstümpfe. Diese römischen, vielleicht auch griechischen Gruben haben wahrscheinlich dem Puzzolan seinen Namen gegeben[5]). In der Tat meinen Vitruvius[6]) und Dio Cassius[7]) die Gruben von Bajä, die auf dem antiken Territorium von Pozzuoli liegen, wenn sie von Puzzolan sprechen.

Man benutzte ihn bei unterseeischen Bauten, nachdem man ihn vorher mit Kalk vermischt hatte, den man bei Cumä brannte, und er blieb bis auf unsere Tage hochgeschätzt.

[1]) Marinelli, a. a. O., bestimmte die Meereshöhe des Bodens dieses Kraters zu 4 m.

[2]) L. Luiggi und V. Cardi, Gazz. chimica 1899.

[3]) G. Giorgis und U. Alvisi: Pozzolane naturali e artificiali (Gazz. chimica, anno XXIX) 1899, S. 199.

[4]) Hamilton, Campi Phlegraei, pl. XLV, Fig. 4 u. 7.

[5]) Plinii, l. XXXV, 47: »Quis satis miretur pessimam eius partem (terrae) ideoque pulverem appellatam in Puteolanis collibus, opponi maris fluctibus: mersumque protinus fieri lapidem unum inexpugnabile undis, et fortiorem quotidie, utique si Cumano misceatur cemento?« Dann schreibt er von Türmen: ... »Puteolano ex pulvere aedificatis in Ostia ab imperatore Claudio (ibid. XXVI, 14)«. Seneca (Quaestiones naturales) schrieb: »Puteolanus pulvis, si aquam attigit saxum fit.« Strabo schreibt, nachdem er von Pozzuoli und seinen warmen Quellen gesprochen hat: »Dazu führt eine angenehme Eigenschaft der Sande, daß sie nämlich stark zusammenbacken wie kompakter Kalk. Mischt man nun Kies mit Sand, so kann man damit Molen aufführen, an denen große Lastschiffe bequem und sicher ankern können.« Sidonius Apollinaris nennt den Puzzolan dikarchischen Sand (»Namque dicarcheae translatus pulvis arenae«), d. h. von Pozzuoli, das früher Dicearchia hieß. Filander, der Kommentator des Vitruv irrt sich, wenn er annimmt, daß der Name Puzzolan von dem Abbau durch Brunnen (puteoli) herrühre, während man im Gegenteil sie in Stollen abbaute.

[6]) Vitruvius, de architectura lib. 2, cap. 6, schreibt: Est etiam genus pulveris, quod efficit naturaliter res admirandas. Nascitur in regionibus Baianis et in agris municipiorum, quae sunt circa Vesuvium montem, quod commixtum cum calce et caemento non modo caeteris aedificiis praestat firmitates, sed etiam moles, quae construuntur in mari, sub aqua solidescunt. Hoc autem fieri hac ratione videtur, quod sub his montibus et terrae ferventes sunt fontes crebri; qui non essent, si non in imo haberent aut de sulphure, aut alumine aut bitumine ardentes maximos ignes. Igitur penitus ignis et flammae vapor per intervenia permanans et ardens efficit levem eam terram, et ibi qui nascitur tophus exugens est et sine liquore. Ergo cum tres res, consimili ratione ignis vehementia formatae, in unam pervenerint mixtionem, repente recepto liquore una cohaerescunt, et celeriter humore duratae solidantur, neque eas fluctus neque vis aquae potest dissolvere. Ardores autem esse in his locis etiam haec res potest indicare, quod in montibus Cumanorum et Baianis sunt loca sudationibus excavata, in quibus vapor fervidus ab imo nascens ignis vehementia perforat eam terram, per eamque manando in his locis oritur, et ita sudationum egregias efficit utilitates.

[7]) Dionysius Cassius (lib. 48, cap. 51) spricht von den Thermen der Umgebung (vielleicht den heutigen Bädern des Nero), des Averner Sees, von Tuff und Puzzolanen und fügt hinzu: »Terra ibi hac natura est, ut ignis, quamquam vim comburendi, ex aquae conjunctione prorsus extinctam, amiserit, nihilominus tamen dividere ac colliquare objectam materiam possit; unde terrae eo loci pinguedine omni consumpta, tantum durae ejus et quasi osseae partes relinquuntur. Igitur glebae necessario sunt porosae, et, si aestuoso in loco ponantur, in pulverem abeunt, sin aqua cum calce admisceatur, ita cohaerent; ut quamdiu humectae sint, condensatae in lapidis modum consistant ... Haec est Bajarum natura.

Der Name erhielt sich auch anderswo für feine Massen vulkanischen Ursprungs, wenn auch die chemische Zusammensetzung nicht ganz die gleiche war. Nach Pontano[1]) benutzte Kaiser Konstantin Puzzolan beim Bau von Byzanz, und bei der Belehnung des Königreichs Neapel behielten sich die Päpste die Ausbeutung ausdrücklich vor, wenn sie ihn brauchten[2]). In der Umgegend von Bajä bemerkt man einige römische Ruinen, von denen einige in Bajä ursprünglich auf Klippen erbaut waren, andere nördlich vom Kastell hängen nach dem Meere zu über, ein untrüglicher Beweis für die unaufhörliche Corrosion durch das Meer. Bei Bajä wird auch das gewöhnliche Märchen von den Gebäuden aufgetischt, die jetzt das Meer bedeckt, und in denen sich angeblich die Netze der Seeleute verwickeln sollen, während es in Wirklichkeit Klippen am Meeresboden sind.

XI. Agnano.

Agnano ist einer der ausgedehntesten Krater, seine Regelmäßigkeit wird nur durch ein kleines Anhängsel auf der Westseite, nach der Solfatara zu, beeinträchtigt. Zeichnungen von ihm finden sich bei Capaccio[3]) und Hamilton[4]). Die ganze Westhälfte der Ebene wird von den Abhängen der Astroni und der Solfatara eingenommen; die Ost- und Südhälfte von Hügeln, die ziemlich alle dieselbe Höhe haben und nach innen zu mit wenigen Ausnahmen nicht sehr steil, nach außen zu auf der Südseite sanft abfallen. Nach O und NO erheben sie sich treppenförmig, so daß sich, so bald man den inneren Abhang des Kraters überschritten hat, plötzlich die Ebenen von Soccavo und Pianura öffnen. Abgesehen von den Gipfeln der Astroni und der Solfatara ist der höchste Punkt der Hügel, die den See umgeben, 214 m im N, 170 m im S im Monte Spina; an der tiefsten Stelle im Süden, da wo sich der unterirdische Ausfluß des Sees befindet, wenige Meter davon entfernt, geht die Fahrstraße durch eine enge Schlucht, die seit den Zeiten der Römer künstlich vertieft wurde. Die größte Neigung der inneren Wände beträgt 54 Proz. im SO, 100 Proz. westlich vom Monte Spina, sonst ist sie geringer. Auf der West- und Nordseite steigen einige ziemlich bedeutende Erosionstäler zum Krater hinab, wie z. B. der Cavone di Sartaria.

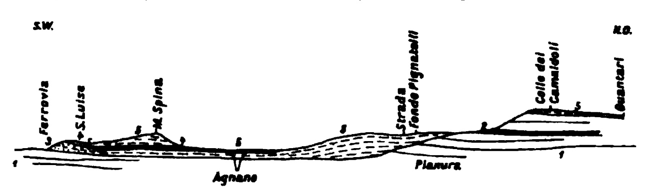


Fig. 34. Querschnitt durch den Krater von Agnano vom Monte Olibano bis Camaldoli. 1 : 100000.
1. Gelber Tuff; 2. Piperno; 3. Trachyt; 4. hypokristallinische Schlacken; 5. grauer Tuff; 6. Alluvium.

Der ebene Boden des Kraters hat eine elliptische Form, er ist größer als alle übrigen bis jetzt erwähnten und in nordsüdlicher Richtung 2250 m lang. Er fällt sehr regelmäßig von N nach S, von 50 m auf 5 m, da er langsam durch die Gießbäche ausgefüllt wurde, welche von N kommen, während von S nur ganz unbedeutende Bäche herabkommen. Hauptsächlich wurde er vom Cavone di Sartaria her ausgefüllt, einem leeren Einschnitt, aus dem die alluvialen Massen entfernt wurden. Es ist dadurch erwiesen, daß der Cavone nur durch Erosion entstanden ist, und daß der Krater des Agnano beträchtlich älter ist als die vorher behandelten weniger erodierten. Der Rand der Ebene liegt 40 m ü. d. M., nur an wenigen Stellen etwas höher und hebt sich deutlich von den umgebenden Hügeln ab; der Boden

[1]) Pontano, Lib. delle magnificentie, cap. 2.
[2]) G. C. Capaccio, La vera antichità di Pozzuolo. Rom 1652, S. 90.
[3]) Capaccio, La vera antichità di Pozzuolo, S. 27.
[4]) Campi Phlegraei, pl. XVIII.

war zu 1/3 im südlichen Teile von einem See eingenommen, der in neuerer Zeit durch einen Ausfluß trocken gelegt wurde, welcher das Wasser direkt ins Meer führte. Der Spiegel des Wassers war 6—7 m ü. d. M., der Grund 4—5 m, es handelte sich also nicht eigentlich um einen See, sondern um einen Sumpf. Früher mußte er aber mehr als 15 m tief gewesen sein und den ganzen Boden des Kraters ausgefüllt haben, weil dieser aus regelmäßigen Sedimentärschichten gebildet wird, die aus Tuffen und vulkanischen Sanden bestehen mit Fragmenten und Kristallen von Augit, Feldspat, Magnetit und anderen, die von den nächsten Abhängen herstammen.

Versteinerungen habe ich nicht gesehen, wahrscheinlich sind sie wegen der großen Durchlässigkeit der Schichten nicht erhalten geblieben; diese besitzen rund um den See eine Mächtigkeit von wenigstens 5—6 m. Beim Graben eines Brunnens, um Thermalquellen bei den Pisciarelli zu suchen, durchstieß man mit einer Tiefe von etwa 10 m die Tuffalluvion, in ihr und in den darin befindlichen zerstreuten Fragmenten von Trachyten fanden sich Calcitkonkretionen und Pyritkriställchen[1]), welche von der Reaktion der Thermalquellen herrühren. Die Konstatierung dieser Alluvionen spricht gegen die Annahme von Breislak (S. 48), daß der See durch Einbruch irgendwelcher inneren Hohlräume entstanden sei oder durch den angeblichen Ausbruch der Solfatara im Jahre 1198.

Die Gesteine sind in den verschiedenen Partien von verschiedener Beschaffenheit. Außer auf den Abhängen der Astroni und der Solfatara dominiert im N, O und SO der graue sandige Tuff, welcher gewöhnlich in regelmäßigen Bänken verteilt ist und die gewöhnlichen eckigen Bruchstücke enthält. Im O kommen einige Bänke von kompaktem, steinartigem, mergeligem Tuff vor. Im Innern des Kraters kommen an diesen Seiten keine anderen Gesteine vor, aber nach außen, östlich, findet sich unter der Masseria Sorrentino längs eines Hohlweges eine kleine Schlackenbank. Größere Schlackenbänke finden sich direkt am See im SW, am Monte Spina oder degli Spini und bei San Luise; längs der künstlich vertieften Straße, welche aus dem Krater herausführt, kommen Bänke von hellem Tuff vor, die, wie auch auf den benachbarten Abhängen, viele Auswürflinge enthalten. Darunter kommen Bruchstücke, die zum Teil in Sphäroide umgewandelt sind, von 4—16 cbdm vor, von kompaktem, aphanitischem, gelblich-rotem Trachyt, der demjenigen der Astroni und der Solfatara ähnelt, ferner grobe Bruchstücke bis zu einem Kubikmeter, ohne frischen Bruch, von veränderten kompakten, dunklen Schlacken mit Glimmer und Plagioklas, die auch Breislak (S. 50) erwähnt, gelbe Tuffe, weiße Bimssteine und andere Bruchstücke verschiedenartiger Beschaffenheit, die unter dem Einfluß des Wassers und der hohen Temperatur sich verändert haben, vielleicht auch durch schwefelhaltige Exhalationen, bevor sie die Explosion zu Tage förderte.

Die kompakten Trachyte und die glimmerhaltigen Schlacken, die durch die Hydroxydation des Eisens zersetzt sind, haben eine bräunliche Grundmasse in dicken, eine durchscheinendere in dünneren Schliffen; sie ist reichlich glasig mit Mikrolithen und, seltener, Büscheln von Sanidin, die bei 0° auslöschen, aber wenig scharf sind, denn die ganze Masse ist, wenige Partien ausgenommen, in Kaolin verwandelt, undurchsichtig und reich an Flecken von Limonit, der von der Zersetzung und Hydroxydation der gefärbten eisenhaltigen Gemengteile herrührt. Die Einsprenglinge sind wenig oder gar nicht veränderte Plagioklase, mit Flecken von Limonit und kaolinisierten Glaseinschlüssen, besonders längs der Zwillingsebene, tafelförmig nach (010), säulenförmig nach der a-Achse, selten rhomboedrisch, in verschiedener Weise verzwillingt; einige sind radial und fast zu Kugeln geordnet, einige sind zerbrochen. Im Hinblick auf die Auslöschungswinkel, die stets groß sind, handelt es sich hier um Anorthit und nur in seltenen Fällen um Labradorit. Selten

[1]) L. Dell' Erba, Sulla prensenza della pirite presso Agnano nei Campi Flegrei (Atti Acc. Pontaniana, Vol. XXV, Napoli 1895).

[illegible]

XI. Agnano.

[illegible] Kraters, seine Regelmäßigkeit wird nur durch [illegible] auf der Westseite, nach der Solfatara zu, beeinträchtigt. Zeich- [illegible] bei Capaccio[3]) und Hamilton[4]). Die ganze Westhälfte [illegible]



Fig. 34. Querschnitt durch den Krater von Agnano vom Monte Olibano bis Camaldoli. 1:100000.

[illegible] Nach O und NO erheben sie sich treppenförmig, so daß sich, so [illegible] des Kraters überschritten hat, plötzlich die Ebenen von [illegible] Abgesehen von den Gipfeln der Astroni und der Solfatara [illegible] den See umgeben, 214 m im N, 170 m im S im [illegible] da wo sich der unterirdische Ausfluß des [illegible] durch eine enge Schlucht, [illegible] geht die Fahrstraße [illegible] Die größte Neigung der inneren [illegible] vom Monte Spina, sonst ist sie ge- [illegible] einige ziemlich bedeutende Erosionstäler zum [illegible]

[illegible] elliptische Form, er ist größer als alle übrigen [illegible] Richtung 2250 m lang. Er fällt sehr regel- [illegible] durch die Gießbäche ausgefüllt wurde, [illegible] unbedeutende Bäche herabkommen. [illegible] einem leeren Einschnitt, aus dem [illegible] erwiesen, daß der Cavone nur durch [illegible] beträchtlich älter ist als die vorher [illegible] liegt 40 m ü. d. M., nur an wenigen [illegible] Hügeln ab; der Boden [illegible]

halb der Meierei Sorrentino eine kleine, aber deutlich zu unterscheidende Bank schwarzer Schlacken ungefähr 85 m ü. d. M. und über einer 35 m lang sichtbaren Schicht von grauen oder hellgelben Tuffen mit Bimsstein und schwarzen, dünnen Streifen von Augit und Magnetit, die wahrscheinlich von einer Aufbereitung durch das Meerwasser herrühren. Die Anhäufung dieser Schlacken, die höchstens 2—3 m hoch ist, läßt sich 20 bis 30 Schritte weit verfolgen. Sie ist offenbar ein äußerer Teil einer Masse, welche sich unterirdisch nach O und N fortsetzt. Die Schlacken haben die gewöhnlichen charakteristischen Merkmale, sie sind grob und enthalten deutlich erkennbare Kristalle von Feldspat. Diese Stelle ist identisch mit der von Hamilton angeführten längs der Straße von der Grotte des Posillipo nach Pianura[1]). Es folgen dann in regelmäßiger Weise 62 m graue und zuweilen schwarze Tuffe in horizontaler Lage, in denen Hamilton einen herabgeschwemmten Baumstamm sah.

Folgt man dem Hohlweg nach Pianura zu, so findet man unterhalb Pignatiello am Fuße des Hügels von Camaldoli sehr dünne, unregelmäßig gekrümmte Tuffschichten. Bei ca 155 m ü. d. M. kommt unterhalb des erwähnten Landgutes längs des Hohlweges, der nach Camaldoli hinaufsteigt, Puzzolan vor, zuweilen mit Pisolithen, wechsellagernd mit dünnen Bimssteinbänken und mit gröberem Material; man hat dort Reste von Cervus elaphus[2]) gefunden. Johnston-Lavis glaubt, daß diese Tuffe die Repräsentanten einer Seeablagerung des Kraters von Pianura sind; ich nehme an, daß es sich um direkt vulkanische Ablagerungen handelt, die eine Umlagerung in einem See nicht durchgemacht haben, und anderseits lieferte der sogenannte Krater von Pianura, sofern er überhaupt jener war, der den Piperno auswarf, nicht Puzzolan, sondern gelben Tuff. Aus diesen Gründen glaube ich, daß die Bänke, in denen der Cervus gefunden wurde, von einem Ausbruch des Agnano oder vielleicht der Astroni herrühren.

Monte Spina.

Wie ich schon gesagt habe, findet sich um den Monte Spina herum im SW des früheren Sees etwas mehr als 15 m ü. d. M. und im unmittelbaren Zusammenhang mit den Alluvionen der Ebene unter dichtem Gebüsch eine bedeutende Anhäufung der gewöhnlichen schwarzen Schlacken, die mit anderem tuffartigem Material nicht gemischt sind. Die Bruchstücke sind gewöhnlich von allen möglichen Größen, es überwiegen aber die kleineren. Es finden sich Lapilli und fragmentartige Schlacken, und man sieht, im Gegensatz zu den Behauptungen von Scacchi und anderen, keine Spuren von wirklichen Lavaströmen. Die Höhe, in der man diese Anhäufungen sieht, übersteigt nicht 20 m, geht aber bis unter den Spiegel des Sees. Im unteren Teile ist das Gebiet der Tuffe nicht scharf abgegrenzt, sondern nach Roth (S. 500), der die Gegend untersucht hat, existieren Schlackenfragmente in dem gelblichgrauen Tuff; wenig höher folgt der wie gewöhnlich deutlich geschichtete graue Tuff. Im S hören längs den östlichen Abhängen des Monte Spina die Schlacken plötzlich auf, und ich weiß nicht, ob sie bei den Ausschachtungen für den Emissar gefunden wurden, der in geringer Entfernung davon vorbeiführt. Nach W und SW setzen sie sich in dem Tale fort bis zu dem Wege, welcher nach San Luise und nach der Straße von Pozzuoli (vgl. Fig. 35, S. 87) führt, und dort kommen sie zusammen mit den Bimssteinen von sehr verschiedener Natur und mit dunklem, kompaktem Trachyt vor. Ich glaube, dies ist die Punzo genannte Stelle, welche Breislak erwähnt hat[3]). Die Entfer-

[1]) Campi Phlegraei, Pl. 40.
[2]) Johnston Lavis und Flores, Notizie sui dep. 1896.
[3]) Campanie II, S. 63.

nung zwischen den äußersten Punkten, bis zu denen die Schlacken auftreten, kann nur wenig mehr als 1 km betragen. Sie sind dort im allgemeinen weniger groß als im nördlichen Teile des Monte Spina, höchstens 1/4 cbm und eckig, und liegen in kleinen dünnen Schichten oder in unregelmäßiger Anhäufung.

Die Schlacken des Monte Spina sind untersucht worden von Abich, von Scacchi (S. 134), von Dell' Erba[1]), von Lacroix (S. 375). Scacchi findet bei makroskopischer Untersuchung zuweilen sehr kleine Kristalle von Feldspat, welche er ungenau Sanidin nannte, rotbraunen Biotit, weiße Kugeln und Rhombendodekaeder von Sodalith, der dort mit bloßem Auge sichtbar ist, und Eisenglanz. Dell' Erba fügt noch einige Kristalle von Augit und von Hornblende hinzu, die jedoch nicht so selten sind, wie er angibt. In den Spalten kommen gut geformte Quarzkristalle vor, kleine Kristalle von Feldspat, und nach Roth (S. 500) auch kleine meist hohle Oktaeder von Eisenglanz. Lacroix (S. 375) hat ein Bruchstück beschrieben, das Omboni gesammelt hat; er hält es für einen massigen Sanidinit und sagt, es sei zusammengesetzt aus Plagioklas in deutlichen Kristallen, großen Blättchen von Biotit und sehr verlängerten Kristallen von Augit und Magnetit, alles in sehr großen Mengen von Sanidin. Nadeln von Apatit sind reichlich vorhanden, Titanit fehlt.

Meine Beobachtungen stimmen mit denjenigen der früheren Autoren überein. In einer blasigen, dunkelgelben oder durch Umwandlung der Opacite in Limonit dunkelbraunen Masse fehlen meist die Mikrolithen, häufig kommt Sodalith vor, weiß oder fast himmelblau in kubischen oder hexagonalen Schnitten, die sehr selten verzwillingt sind. Er zeigt deutliche Spaltbarkeit und ist erfüllt von Einschlüssen von Apatiten, Gas und Glas; das Glas der Einschlüsse ist milchweiß, und die Opacite sind nicht in Limonit verwandelt. Der Feldspat als Einsprengling ist gestreckt nach der Kante (001): (010) mit einer Länge von Bruchteilen eines mm bis zu 1 cm; die Zwillingslamellen nach dem Periklin- und Albit-Gesetz sind außerordentlich fein, der Auslöschungswinkel auf *M* ist zwischen 6—9° wie beim Anorthoklas. Plagioklas wiegt jedoch vor, zuweilen ist es Labradorit (Auslöschungswinkel auf *P* — 12° 15'), allein meistens zeigt er große Auslöschungswinkel und ist daher dem Anorthit zuzurechnen. Zuweilen hat er zonare Struktur mit peripherischen Zonen von gegen die Regel nach außen abnehmender Basizität. Entgegengesetzt den Glaseinschlüssen im Sodalith sind diejenigen im Anorthit braun, und die Opacite sind in Limonit verwandelt wie in der Grundmasse. Typischen Sanidin habe ich nicht gesehen; selten kommt Hornblende vor, und häufig ist Augit, wenig häufig Biotit. Ich habe nur veränderte Magnetite in isolierten Kristallen in der Grundmasse gesehen, in der die anderen Gemengteile kaum oder gar nicht zersetzt worden sind. Das Gestein bildet daher einen Übergang von den augitischen Trachyten, die reicher an Sanidin sind, der Senga und Astroni, zu den mehr sauren des Monte Nuovo, von Fuòrigrotta und des Monte di Procida. Abich[2]) hat diese Schlacken mit dem Piperno verwechselt. Scacchi (S. 134) ist der Ansicht, daß diese Schlacken einen Gang von Trachyt im Tuff bilden, aber er hat gewiß Unrecht. Man kann voraussetzen, daß die Schlacken von demselben Krater von Agnano ähnlich wie die Schlacken des Monte Nuovo abwechselnd mit Tuff und in den ersten Perioden des Ausbruchs ausgeworfen wurden. Heute stellt der Krater mit seiner Breite, seinen steilen Wänden und mit den gleichmäßig nach außen zu abfallenden Schichten das charakteristische Bild eines Kraters dar, der in der Hauptsache durch Explosionen an verschiedenen Stellen und teilweise durch Erosion durch das Seewasser entstanden ist, und es ist möglich, daß die Schlacken des Monte Spina und der Nachbarschaft zu einem früheren Schlacken- und Tuffkrater gehört haben, der in späterer Zeit der Wirkung einer Explosion auf der Seite des Sees von Agnano ausgesetzt ge-

[1]) Dell' Erba, Sola Sanid. sodal. pir di S. Elmo, S. 184.
[2]) Abich, Natur der vulkanischen Bildungen, S. 39.

wesen ist. So würde sich dasselbe Verhältnis wiederholen, das schon für die Schlackeneruption der M. Spaccata, die ungefähr etwas früher erfolgte, noch sicherer festgestellt werden konnte.

Im äußersten S der Ebene bemerkt man einige Erscheinungen, welche man als letzten Rest der Ereignisse ansehen kann, die den Krater erzeugten, oder vielmehr der Reihe von Ereignissen angehören, welche der ganzen Gegend der Phlegräischen Felder eigentümlich sind. Dies sind nämlich die Säuerlinge und leicht schwefligen Thermalquellen, die von Ausströmungen von Wasserdampf begleitet sind, d. h. die Stufe di San Germano am östlichen Fuße des Monta Spina, welche Gregor der Heilige im vierten Buche seiner Moraldialoge die thermae angulares nennt, und welche schon den Römern, die dort großartige Gebäude errichteten, bekannt waren [1]). Es scheint, daß seit den römischen Zeiten durch langsames Sinken des Seespiegels und darauffolgende Austrocknung des Sees der Wasserstand dieser Thermalquellen sich allmählich gesenkt hat, wenigstens liegen die modernen Gebäude bedeutend tiefer und mehr nach O zu als die antiken. De la Condamine fand im Jahre 1755 [2]), daß die Fumarolen eine Temperatur von 39—40° R hatten. Sie lagern in den Spalten Schwefel [3]), etwas Kieselsäure, Konkretionen von Eisen-, Calcium- und Aluminiumsulfaten ab, die sich aus dem darum befindlichen Gestein bilden. Sainte-Claire Deville fand in den Jahren 1856, 1857 und 1862 daß die Wasserdämpfe eine Temperatur von 50—93° hatten, und daß sie, nach 47 Analysen aus fünf verschiedenen Öffnungen, von Kohlensäure und Spuren von Schwefelwasserstoff begleitet waren, der bei der Öffnung A am 12. Mai 1857 0, in maximo 50 Proz. betrug, außerdem von an Sauerstoff armer atmosphärischer Luft mit Stickstoff zwischen 50 und 98,3 Proz. [4]). Derselbe Autor fand im Juni 1856 aus sechs innerhalb 1½ Stunden vorgenommenen Versuchen, daß die durch Kalilauge absorbierten Gasteile zwischen 3,6 und 15,2 Proz. schwankten [5]). Noch größere Schwankungen fand er im Juli in einigen Öffnungen; sie entsprachen einer oft raschen Temperaturschwankung von 20° und, wie er annimmt, dem verschiedenen Betrag an Wasserdampf. Im ganzen fand er ein Maximum von Kohlensäure im Juli 1856 und ein Minimum im Januar und Februar 1862.

Wenige Meter entfernt befindet sich die Hundsgrotte, die viel berühmter und mehr besungen ist, als sie verdient. Von ihr sprachen schon der Dichter Alcadinus, zu den Zeiten Friedrichs I., der Arzt Georg Agricola im 16. Jahrhundert [6]) und viele andere. Breislak [7]) hat sie genau beschrieben. Sie ist ein rechtwinkliger Stollen, 3,898 m lang, 1,30 bis 1,60 m breit und ungefähr 2 m hoch, der etwas geneigt und angelegt ist, um, nach Breislak, Puzzolan zu graben oder vielmehr um heiße Quellen zu suchen, wie es die Römer zu tun pflegten. Gewöhnlich kann man nicht hinunter steigen, weil die Grotte bis zu einem gleichmäßigen Niveau mit Kohlensäure angefüllt ist, die in der Mitte 0,216 m nach Breislak hoch steht, an der Öffnung, wo sie langsam in die Luft diffundiert, 0,20 m. Während ein Mensch ungestraft am Eingang stehen kann, ist die Grotte für einen Hund oder ein anderes kleines Tier tödlich, und daher rührt der Name Hundsgrotte. Karl VIII. ließ dort einen Esel ersticken [8]). Der Vizekönig Pietro da Toledo machte Versuche mit zwei sarazenischen Sklaven [9]).

[1]) Savonarola, De Balneis, l. 2, rubr. 19. Alcadinus, cap. 54. I. F. Lombardus neap., Synopsis auctorum omnium qui hactenus de balneis aliisque miraculis puteolanis scripserunt. Cap. II. Neapoli 1559.

[2]) Mém. de l'Acad. de France, 1757, S. 371.

[3]) Roth, S. 500.

[4]) Sainte-Claire Deville, Sur les émanations volcaniques des champs Phlégréens. (C. R. des Sc., t. LIV, 10 marz, 1862.)

[5]) Ibid. Cinquième lettre à M. Elie de Beaumont sur les phénomènes éruptifs du Vesuv et de l'Italie méridionale. (C. R. de l'Ac. des sc., t. LXIII, 28. juillet 1856.)

[6]) G. Agricola, De natura coarum quae effluunt a terra.

[7]) Campanie, S. 50.

[8]) F. Leander, Lib. de Italia. I. F. Lombardus. Synopsis, Cap. 3.

[9]) L. di Capoa, Lezioni intorno alla natura delle mofette. Napoli Castaldo 1683. E. Mormile L'antich. di Pozzuolo, 1669, S. 147. S. Sarnelli, Guida de' forestieri curiosi di vedere e considerare le cose notabili di Pozzoli. Napoli Roselli 1685, S. 16.

Andere gingen ohne Schaden hinein, was beweist, daß das Gas nicht beständig vorhanden ist. Der Führer zeigt, daß die Lichter erlöschen, und daß die Kohlensäure, die schwerer als Luft ist, aus einem Gefäß in ein anderes gegossen werden kann. Den Rauch, den die in die Mofette hineingetauchten Fackeln beim Verlöschen verbreiten, erleichtert die Kondensation des Wasserdampfes und zeigt deutlich alle Wellenbewegungen seiner Oberfläche.

Der Rauch zieht aus dem höheren Teile der Grotte sehr langsam in die Luft ab; da er schwerer ist als die Luft und leichter als die Kohlensäure, so folgt er in einem Wölkchen der Grenze beider. Die Kohlensäure ist immer von Wasserdampf begleitet und hat eine höhere Temperatur als die Luft. Deville fand, daß die Temperatur auf dem Boden der Grotte zwischen 21 und 29° C. lag. Am 28. Juli 1856 bestand das Gas zu 74,5 bis 78,1 Proz. (Deville), im März 1897 zu 70,77 Proz. (Nasini)[1] aus Kohlensäure. Anderlini hat dort Argon gefunden[2]. Dicht dabei ist eine ähnliche Grotte, die sog. Ammoniakgrotte, in welcher Deville eine Temperatur von 19—32° und 85 Proz. Kohlensäure fand[3]. Fouqué[4] fand indessen im Jahre 1865 97,47 und Nasini im Jahre 1897 95,80—96,42 Proz. Im Januar 1862 fand Deville in einer Spalte Spuren von Schwefel und Schwefelwasserstoff[5]. Plinius schreibt[6]: »Es gibt in den Umgebungen von Sinuessa und Pozzuoli tödliche Gase, die aus den Höhlen kommen und den Vögeln nachteilig sind und allen anderen Tieren. Man nennt diese Gegend die Spalten oder die Gruben des Charon[7]«. Diese Worte des Plinius bringt man im Zusammenhang mit der Hundsgrotte, und wenn sie auch nicht genau auf diese passen, so nehmen sie doch auf Höhlungen Bezug, die in der Gegend von Pozzuoli existierten, und vielleicht auch auf die Exhalationen der Solfatara. Exhalationen von reiner Kohlensäure mit konstantem Verhältnis von 91,6—99,8 Proz. und von einer Temperatur von 22—25,5° kamen auch aus dem Erdboden hervor und einmal sogar direkt aus dem See[8].

XII. Quarto.

Die Ebene von Quarto ist der ausgedehnteste Explosionskrater in den Phlegräischen Feldern, vielleicht auch einer der ältesten (vgl. Fig. 24, S. 74). Seine im übrigen regelmäßige Umwallung wird durch niedrige Hügel gebildet, deren Neigung gegen das Innere sanfter als bei den bisher behandelten Kratern ist. Auf der Seite des Kraters von Campiglione im SW steigt die Umwallung sehr langsam und regelmäßig bis zum Gipfel des M. Corvara (319 m), ebenso steigt sie im SO, zuerst steil, dann weniger steil, bis zu 368 m (Zoffritta), aber im O und im NO fällt sie bei Fuori Agnano auf 249 m, bei S. Marco auf 217 m und dann im N und im W gegen das Meer zu auf 70 m. In der östlichen Hälfte ist der innere Neigungswinkel etwas stärker als anderswo. Der ungefähr elliptische Boden ist von W nach O 4500 m lang und 3000 m breit, er liegt 37 m ü. d. M. und würde abflußlos sein, wenn nicht auf der Westseite in dem engsten und niedrigsten Teile ein Stollen

[1] Ric. sulle eman., S. 33.
[2] R. Nasini, F. Anderlini, R. Salvadori, Sopra alcune righe non mai osservate nella regione ultrarossa dello spettro dell' argo. (Rend. Acc. Lincei 19. Nov. 1899.)
[3] Dixieme lettre (C. A. S.).
[4] Jahresberichte 1865, S. 927.
[5] Ibid. Sur les éman. volc.
[6] Hist. nat. lib. II, 95.
[7] Die Charoneae scrobes des Plinius sind identisch mit den Plutonii, die Gase ausströmen lassen, welche Vögel töten, von denen Ephorus (Strabo V, 5) bei Gelegenheit des Averner Sees spricht.
[8] Sainte-Claire Deville, Dix. lettre; Guiscardi, note sur les émanations gazeuses des champs Phlégr. (Bull. Soc. géol. de France. 2. Ser., T. XIV, 1857.)

gegen das Meer getrieben worden wäre. Das Gestein der umliegenden Hügel besteht aus grauem Tuff mit den gewöhnlichen fragmentischen Auswürfen von Lava, Obsidian und Bimssteinen.

Der Boden setzt sich aus Alluvionen der vulkanischen Massen zusammen, die dem Tuffe entstammen. Ich weiß nicht, ob echte Sumpf- oder See-Ablagerungen vorhanden sind, glaube aber, daß der Boden des Kraters ursprünglich von einem See eingenommen wurde. Man darf daher annehmen, daß er ursprünglich tiefer gewesen ist und daß, wie es bei den Kraterseen meist der Fall ist, die beständige Corrosion der Materialien an der Peripherie und die fortwährende Zufuhr der von den Seiten herunterkommenden Massen einerseits den Umfang des Kraters vergrößert, andererseits den Boden aufgefüllt hat.

XIII. Montagnella di Santa Teresa.

Mitten in der Ebene, welche den Talboden zwischen Fuorigrotta und Bagnoli ausfüllt, befindet sich ganz isoliert der Hügel oder die Montagnella di Santa Teresa innerhalb eines Privatgutes. Jene Ebene liegt dort 20 m ü. d. M., und der Hügel erhebt sich darüber um weitere 20 m. Er besitzt eine rundliche Form mit einem Durchmesser von ungefähr 200 m, sieht aber gar nicht wie ein vulkanischer Krater aus. Scacchi hat zuerst seine wahre Natur erkannt (S. 131). Das Gestein ist ein grauer Tuff in Bänken, die meist, besonders im O und SO, mit 15° nach SO einfallen. Im Tuff befinden sich an der Nordseite besonders in den höchsten Schichten sehr grobe Stücke grauen Bimssteins, welche die Nähe eruptiver Zentren anzuzeigen pflegen. Dasselbe ist im SO der Fall, wo die Bimssteine schwarz sind. Auch im südlichen Teile gibt es schwarze Schlacken, die aber nicht haufenweise angeordnet sind, sondern im Tuff vereinzelt vorkommen. Sie erreichen eine Größe von 1 cbm und mehr und erinnern an die »Massen so groß wie Ochsen«, von denen die Schriftsteller beim Ausbruch des Monte Nuovo reden.

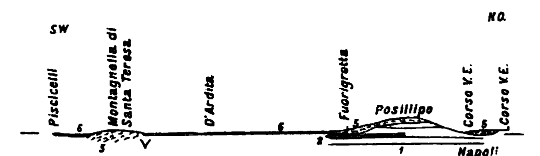


Fig. 36. Von der Montagnella di S. Teresa bis Neapel. 1 : 100000.
1. Gelber Tuff; 2. Piperno; 5. Grauer Tuff; 6. Alluvium.



Fig. 37. Südwestlich von der Montagnella di Santa Teresa.
1. Tuff mit kleinen, 2. Tuff mit großen Bimssteinen.

Lacroix[1]) hat eines der kompaktesten und am meisten kristallinischen Exemplare beschrieben, das von Bassani auf dem Gipfel gefunden war und das er geneigt ist, eher für einen homoeogenen Einschluß im trachytischen Tuff, als für eine gelegentliche Schlacke zu halten. Er hat es infolgedessen Sanidinit genannt und für ein Überbleibsel eines unveränderten Gesteins gehalten, das aus der Tiefe kam. Er hat darin nachgewiesen: Sanidin, Plagioklas, Augit, grünliche Hornblende, einige Blättchen Biotit, Magnetit und viel flachprismatischen Titanit von goldgelber Farbe. Die gefärbten Bestandteile sind größtenteils jünger als die Feldspate. Im allgemeinen haben die Schlacken das gewöhnliche Aussehen, selten beobachtete ich sichtbare Kristalle, nämlich einige wenige Einsprenglinge von Augit und zuweilen größere von Feldspat und Biotit. Mikroskopisch lassen sich Sanidinkristalle mit schwachen Interferenzfarben und Auslöschungswinkel bis zu 7° auf (010) und parallel auf (001) nachweisen; manchmal scheint die Auslöschungsrichtung gegen die Kante (010):(001) einen Winkel von 1° zu bilden, was event. auf Anwesenheit von Anorthoklas schließen läßt.

---

[1]) A. a. O., S. 375.

Unter den großen Kristallen ist Plagioklas mit wenig deutlich polysynthetischer Struktur und mit einem Auslöschungswinkel von 36—40°, also ein Anorthit, am häufigsten; in Mikrolithen tritt er aber höchst selten auf. Der Augit hat einen grossen Auslöschungswinkel, lebhafte Interferenzfarben, ist meistens dunkelgrün, mit verschieden gefärbten Zonen, sehr natronhaltig im Übergang zu Ägirinaugit. Verlängerte Blättchen von braunem Biotit kommen nicht häufig vor, erreichen aber eine beträchtliche Größe. Auch grobe isolierte Kristalle von Magnetit sind selten. Die größeren Kristalle von Feldspat und Augit sind meist zu verschiedenartigen Gruppen miteinander vereinigt mit eckigen Umrissen, als wären sie kleine unregelmäßige Bruchstücke eines vorher existierenden Gesteins und so in die Schlacken hineingebacken. Dunkel- oder hellblauen Hauyn beobachtet man ganz deutlich in Bruchstückchen, die vielleicht aus kleinen Hohlräumen herrühren. Die Grundmasse ist reich an braunen Opaciten, wahrscheinlich ein Eisenhydroxyd, das dem Gestein die braunschwarze Färbung verleiht. Sie ist sehr glasig mit zahlreichen mikroskopisch kleinen Bläschen mit deutlich fluidaler Anordnung und mit abwechselnd helleren und dunkleren fluidalen Streifen je nach der wechselnden Anhäufung der Opacite selbst.

Die Südseite der Montagnella lag wahrscheinlich dem Sitze der Eruption am nächsten. Man könnte fragen, ob die Montagnella nach der Öffnung des Tales entstand, oder vielmehr vorher, in welchem Falle hier ein Rückstand der Schichten sein würde, welche es zuerst bedeckten. Ich bin letzterer Meinung, denn sonst müßte die Montagnella ganz jung sein, und die eruptive Ausrüstung würde sich in voller Unversehrtheit erhalten haben. In beiden Fällen ist anzunehmen, daß die Spuren des Ausbruchs durch die Erosion größtenteils verwischt wurden.

XIV. Monte di Cuma.

Geht man von Neapel aus den Phlegräischen Meeresstrand entlang, so wird er über den Monte di Procida hinaus niedrig und sandig bis zum Monte Massico, und nur der Monte di Cuma stößt nach Art eines Vorgebirges als äußerster nördlicher Zweig der



Fig. 38. Cuma.

Phlegräischen Felder bis ans Meer (vgl. Fig. 12 auf S. 40). Günther[1]) gibt von ihm eine Photographie. Er ist 82 m hoch, seine Westseite gegen das Meer besteht aus kompaktem, feinkörnigem, grünlichem oder grauem Trachyt, der die Höhe von 45 m erreicht. Bei der Nähe des Meeres wird er in vielen Steinbrüchen abgebaut, und augenscheinlich ist er der Rest

[1]) Günther, The Phlegr. fields a. a. O. Fig. 6.

einer eruptiven Masse, welche wahrscheinlich eine etwas größere Ausdehnung besaß und am Meere anfing. Auf dieser Seite ist die Masse dunkler als auf der Landseite, ohne Zweifel infolge der Einwirkung des Meerwassers. Das Gestein hat in vielen Fällen gleichmäßiges Korn, aber oft ist es breccienartig, als enthielte es in seiner Masse eckige Bruchstücke von gleicher Beschaffenheit, aber abweichender Farbe; nicht selten kann man mit bloßem Auge fluidale Struktur erkennen (vgl. Fig. 3 auf S. 13).



Fig. 39. Cumä.

Die ganze Masse fällt langsam nach O zugleich mit den darüber befindlichen Schichten ein. Das Gestein wurde zuerst beschrieben von Scacchi (S. 240), weiter untersucht von vom Rath[1]), Kalkowsky[2]), Stelzner[3]), Rosenbusch[4]), Dell'Erba[5]), Washington[6]). Vom Rath hat von ihm eine Analyse gegeben[7]), Washington eine andere von einem Stück aus der großen Grube. Nach vom Rath ist das spezifische Gewicht bei 18° 2,514; nach Kalkowsky und Washington ist die Grundmasse kristallinisch mit einigen Körnchen von Glas. Nach Stelzner kommen nadelartige leistenförmige Mikrolithe von Feldspaten häufig vor, meist mit paralleler Auslöschung und daher auf Sanidin hinweisend, nicht selten aber auch mit großem Auslöschungswinkel; bisweilen treten sie in Zwillingen oder in Drillingen auf und weisen so auf Plagioklas und wahrscheinlich auch auf Anorthit hin. Vom Rath glaubte, daß diese Kristalle zum Mejonit gehörten. Es treten ferner auf: Augit, nach Washington auch Ägirinaugit, nach Rosenbusch ziemlich zahlreich gelber Akmit und grüner Ägirin. Die Einsprenglinge sind Sanidin, nach Stelzner auch Plagioklas, weiter Augit, Magnetit und Sodalith. Sowohl auf Spalten wie in den Poren bestimmte vom Rath Sanidin, seltener Olivin ähnlich dem schwarzem Fayalit, Augit, Sodalith, der Magnetit und Titanit einschloß[8]); das Gestein ist ein akmithaltiger Sodalithtrachyt. Über dem Trachyt liegt folgende Reihe von Gesteinen. Nr. 2: 7—8 m stets grauer, manchmal feiner und deutlich geschichteter grauer Tuff, welcher Bimssteine und eckige Fragmente von schwarzem Obsidian und von dunklem oder hellem Leucittephrit enthält; weit seltener treten schwarze Schlacken und Piperno auf, der seinerseits auch Obsidianfragmente enthält. Auch linsenförmige, 3—4 m mächtige Bänke von bloßen Bimssteinen kommen vor. Die Grundmasse des oben erwähnten Leucittephrits ist wenig glasig, sie enthält

[1]) G. vom Rath, Min. geogn. Fragmente aus Italien. (Ztschr. d. D. geol. Ges. Bd. XVIII, 1866, S. 607.)
[2]) Kalkowsky, Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. Bd. XXX, S. 371.
[3]) A. Stelzner, Über Melilith und Melilithbasalte. (Neues Jahrb. f. Min., Geol., und Paläont. Beilage-Bd. II, 1883, S. 434)
[4]) Rosenbusch, Mikr. Phys. 3. Ausgabe, Bd. II, S. 750, 754, 771.
[5]) Dell' Erba, Sanidinite pir. di S. Elmo, S. 184.
[6]) H. S. Washington, Some Analyses of volc. rocks, S. 286.
[7]) S. 610, cap. V.
[8]) Rosenbusch a. a. O. S. 750, 754, 771.

zahlreiche einfache oder verzwillingte Mikrolithen von Sanidin, weniger häufig von Anorthit mit einem Auslöschungswinkel von + 22° 30′ bis + 45° oder von Labradorit. Weniger häufig als Feldspate kommen Mikrolithen von basaltischem Augit vor mit



Fig. 40. Obsidian in den Laven. Akropolis von Cumä.

einem Auslöschungswinkel von 53° auf (010) und von 30°—36° auf den Spaltungslamellen; diese Mikrolithen nehmen ganz allmählich an Dimension zu, bis sie zu Einsprenglingen werden mit denselben Eigenschaften. Zwillingsebenen sind meist (100) und (101), seltener (122). Neben den Augitmikrolithen kommen auch ebensoviel Magnetitwürfelchen vor, welche in größeren Kristallen nicht auftreten. Biotit in kleinen Blättchen kommt nur äußerst selten vor. Leucit ist aber reichlich vorhanden in Körnern oder Kriställchen von sehr geringen Dimensionen und in viel größeren Einsprenglingen.



Fig. 41. Akropolis von Cumä.

Nr. 3. Ca 2 m mächtige Schlacken manchmal in Stücken, die zähe zusammenhängen, blasig, ähnlich denjenigen von Monte Nuovo, in Begleitung von Bimssteinen und Stücken von gerötetem Tuff, der teilweise ersetzt wird durch Bruchstücke verschiedener Größe von sehr schwarzem Obsidian mit blasiger oders chlackiger Oberfläche, teilweise durch einen wahren Strom von Obsidian von fluidaler Struktur, sodaß das Gestein wie Holz aussieht, mit Lagen gelben oder rötlichen Bimssteins und nicht sehr zahlreichen Einsprenglingen von Plagioklas. Unter dem Mikroskop zeigt sich der Obsdian als ein gelbliches Glas, das viele Blasen und braune Fasern

von fluidalem Verlauf besitzt; es kommen dann sehr wenige isolierte Sanidinmikrolithen vor und Einsprenglinge von Plagioklas mit undulöser Auslöschung, zuweilen mit Spaltungsflächen mit sehr lebhaften Newtonschen Farben; diese bestehen aus äußerst feinen abwechselnden Lamellen von Albit und anderen Plagioklasen mit Glaseinschlüssen.

Nr. 4. Grauer Tuff in horizontalen Schichten, welchem beim Tempel des Apollo eine Bank von gelbem, etwas zerreiblichem Tuff eingeschaltet ist, der eine Ähnlichkeit mit den Bänken mitten im grauen Tuff auf der Westseite des Averner Sees besitzt.

Der Ausbruch des Monte di Cuma endete demnach mit einem Obsidianstrom und mit Schlackenauswurf im Gegensatz zu demjenigen des Monte Olibano, der mit den Schlacken anhebt. Als in der Nähe des Trachytes und des Monte di Cuma der Emissar gleichen Namens als Ausflußgraben für die Stadt Neapel gegraben wurde, traf man im Erdboden große Quantitäten von Kohlensäure an[1]).

XV. Kap Miseno.

Die rezenten Vulkane der Halbinsel von Bajä gehören zu denjenigen, deren Erklärung weniger leicht war und noch ist. In ihrer Aufzählung und Unterscheidung (Kap Miseno, Porto Miseno, Bacoli, Baia und Fondi di Baia) folge ich Günther[2]), welcher drei Photographien des Kap Miseno gibt, gesehen vom Meere und vom Hafen von Miseno und De Lorenzo, der vier Photographien und eine geologische Karte der erwähnten Lokalität publiziert hat[3]).



Fig. 42. Kap Miseno.

Unter diesen Vulkanen ist der wichtigste der des Kap Miseno, welcher den ebenen Boden des Kraters bewahrt hat, obwohl der Wall im O und im SW durch die Wellen des Meeres bereits zerstört ist. Die antiklinale Anordnung der Umwallung sieht man sehr gut im O und W des Leuchtturmes und in dem von den Römern unter dem Turm, zwischen dem Meere und dem Innern des Kraters, durchgebrochenen Tunnel. Dort fallen die Bänke gegen das Meer mit 37° nach SO, nach dem Lande mit 40° gegen NW ein, während unter der Torre Bassa, wo allein der innere Teil der Umwallung sich erhalten hat, die Bänke mit 10° gegen NO einfallen. Breislak schreibt (S. 178) vom Kap Miseno »L'intérieur

[1]) Deecke, Geol. Führer, S. 93.

[2]) R. T. Günther a. a. O. S. 415. Eine Photographie des Kap Miseno, von Bacoli gesehen, findet sich bei Deecke, Geol. Führer, S. 97.

[3]) G. De Lorenzo, I crateri di Miseno. (Atti R. Acc. Sci. di Napoli 1905, Bd XIII, S. 2.)

du promontoire offre encore le cratère qui aujourd'hui est en culture. Son aspect est très-beau lorsqu'on y monte du côté de la mer. Un chemin obscur taillé dans la montagne conduit à sa petite plaine circulaire entourée des parois du cratère qui subsistent encore, surtout au nord et à l'est. La masse de la montagne est d'un tuf jaunâtre sabloneux, mêlé de fragmens de laves et de ponces. Ces dernières ont le grain vitreux, le tissu fibreux, renfermant des feldspaths, et sont quelquefois réunies à des morceaux de verre. Les laves contiennent de petites feuilles de mica noir et beaucoup de feldspaths, souvent brisés. Il y en a de poreuses et de compactes, de grises et de rougeâtres«. In der Tat ist das vorherrschende Gestein des Kap Miseno ein gelber Tuff, aber er nimmt nur den tiefsten und innersten Teil des Kraterrings ein, wie man besonders gut vom Meere aus sieht. Dagegen ist die große obere und zentrale Masse, die auch das ganze Innere des Kraters erfüllt, ein grauer Tuff, der identisch ist mit demjenigen des Monte Nuovo. Hier und da kommen graue oder aschenfarbene Schlacken, die so groß wie ein Apfel oder größer sind, verstreut vor, bisweilen auch Bimssteine in kleinen Bruchstücken und Schollen von grobem pisolithischem Tuff, wie man ihn im Innern des Monte Nuovo sehen kann.

Unter dem Mikroskop beobachtet man in diesem Tuff Bruchstücke von Kristallen von nach De Lorenzo (S. 8) natronhaltigem Sanidin, von titanhaltigem Magnetit, Augit, Biotit, Bytownit und anderen Einschlüsse von Apatit führenden Plagioklasen mit einem Netzwerk von Spaltungsrissen, mit zonarer Struktur und mit durch Zerstückelung gebrochenen Kristallflächen, in Begleitung von Fragmenten von Bimssteinen und einer körnigen, fein getüpfelten, glasigen Masse, welche wie das Glas der Bimssteine, infolge der beginnenden Zersetzung, opak und weißlich ist. Die im Tuff eingeschlossenen Schlacken sind aus denselben Bestandteilen zusammengesetzt.

Wie beim Monte Nuovo werden die Schlacken gewöhnlich kleiner, je mehr man von innen nach außen gegen Miseno kommt. Die Schlacken des gelben und des grauen Tuffes zeigen mikroskopisch dieselbe Zusammensetzung und fast dieselbe, wie die des Monte Nuovo. Nur am Kap Miseno sind die Schlacken mit Biotit und groben Kristallen von Feldspaten versehen, die beim Monte Nuovo fehlen, dagegen bemerkt man keinerlei Anhäufungen von Schlacken, wie an der Oberfläche des Südteils des Monte Nuovo.

Die Grundmasse der Schlacken des oberen grauen Tuffes ist reichlich glasig, blasig und hell von sehr blasser gelbrötlicher Farbe, zuweilen durchsichtig mit einigen Flecken von Limonit. Die Grundmasse der Schlacken des unteren gelben Tuffes, die stärker zersetzt sind, ist infolge der Kaolinisation undurchsichtig und durch Eisenhydroxyd dunkelbraun. In den Schlacken des grauen Tuffes kommen nadelartige Mikrolithen, offenbar von Sanidin, sehr häufig vor, die bisweilen in Büscheln oder in etwas gekrümmten Gruppen geordnet sind, welche der fluidalen Struktur parallel laufen; sie drängen durch ihre Menge die glasige Masse zurück. Einige sehr selten auftretende Mikrolithen von größeren Dimensionen löschen auf (001) unter einem Winkel von — 27° aus und gehören dem Bytownit an; sie sind von sehr kleinen Mikrolithen von Augit und Magnetit begleitet. In den Schlacken des gelben Tuffes, der stark zersetzt ist, kommen die Sanidinnadeln einzeln und spärlich vor, sehr kleine Magnetitkörnchen werden gleichfalls angetroffen.

Unter den größeren Einsprenglingen überwiegen Feldspate mit häufigen mehr oder weniger opaken Glaseinschlüssen, die meist in zentralen Zonen oder im Sanidin längs der Spaltungsebene *M* geordnet sind und zuweilen die Form von Parallelipipeddurchschnitten besitzen; die Feldspate haben meist zonare Struktur und sind saurer im Zentrum. In den leichter bestimmbaren Kristallen ist der Auslöschungswinkel auf (010) + 18 oder + 19° (Albit), — 24° (Labradorit), häufig — 33° 50'. (Anorthit).

Einige seltene Zwillingskristalle nach dem Karlsbader und dem Manebacher Gesetz mit sehr feinen Zwillingsstreifen, schwacher Doppelbrechung, schwachen Interferenzfarben löschen

auf (010) unter dem Winkel von 8° aus und müssen zum Anorthoklas gerechnet werden. In einigen Fällen beträgt der Auslöschungswinkel auf (001) —21° 5′ bis —28°, es handelt sich dann um Bytownit, welcher ziemlich häufig vorkommt. Selten ist Natronsanidin mit Spaltung nach den Flächen *P* und *M*, die sich rechtwinklig zu schneiden scheinen, und einem Auslöschungswinkel 0° auf *P* und 2° auf *M*. Grasgrüner oder olivengrüner Augit mit einem Auslöschungswinkel auf (110) von 40° bis 49° kommt ziemlich häufig vor. Sehr selten kommt Ägirin in vereinzelten Kristallen mit einem Auslöschungswinkel von 80° und grüne Hornblende in zertrümmerten Kristallen vor, welche an den Feldspat angrenzen. Mehr oder weniger häufig sind gröbere Körner oder Kristalle von Magnetit, welche den Augit begleiten. Biotit kommt ebenso häufig vor wie Augit, sehr selten und in Körnern Hauyn, und nach De Lorenzo Sodalith und Leucit.

Da der graue Tuff und die darin befindlichen Schlacken fast stets intakt vorkommen, während der gelbe Tuff mit seinen Schlacken, der dieselbe Beschaffenheit besitzt, größtenteils zersetzt ist, so muß man annehmen, daß letzterer durch Umwandlung aus ersterem entstanden ist. Die vollständige Konkordanz längs der Berührungsebene der beiden Tuffe und die petrographische Identität der beiden Tuffe und ihrer Schlacken können zu der Meinung führen, daß es sich um denselben Vulkan handelt, welcher zuerst vielleicht unter dem Meere Tuff auswarf, der durch Veränderung unter dem Wasser gelb wurde. und dann nach einiger Zeit grauen Tuff in subaërischem Ausbruch; dasselbe könnte man auch von anderen Kratern der Halbinsel von Bajä behaupten. Alles in allem erscheint der Krater des Kap Miseno als einer der jüngsten. Die Zerstörung an seiner Peripherie ist der unaufhörlichen Arbeit der Wellen zuzuschreiben. Daß die Zerstörung noch immer vor sich geht, kann man an den Ruinen der römischen und teilweise sogar der modernen Gebäude bemerken, welche senkrecht über dem Meere an der Ostseite des Leuchtturms stehen. Scrope[1]) gibt in seinem Werke von dem Ursprung des Kraters des Kap Miseno und ähnlicher Tuffkrater eine besondere Erklärung, die ihn auf einen unterseeischen Vorgang zurückführt, womit ich nicht einverstanden bin. Er sagt, es werde »der Austritt von Dampfmassen aus einer vulkanischen Spalte etwas unterhalb von Wassermassen sich wahrscheinlich im Emporkommen von Blasen von dickem Schlamm äußern, welche beim Platzen die Masse in großen kreisförmigen Wellen umherwirbeln, und dabei jene dichten Bänke bimssteinartigen Tuffes bilden, welche für gewöhnlich in Ringen mit antiklinalem Bau angeordnet sind, die wir in der Gegend von Neapel antreffen und sonst, wo feldspatische Eruptionen an der Küste vorkommen. Das Kap Miseno bildet ein Beispiel von Bergen, die sich durch ähnliche submarine Ausbrüche gebildet haben«.

Er gibt weiter einen Durchschnitt an der äußersten Südseite (S. 61, F. 6), als einen von denen, die sehr gut geeignet sind, die doppelte Neigung zu beweisen, welche die Bänke der vulkanischen Massen nach Art einer Antiklinale sowohl auf der Innen- wie auf der Außenseite des Kraters einnehmen. Der geschilderte Versuch Scropes, den Ursprung dieser Krater durch Wellen von schlammigem Tuff zu erklären, welche sich von der Eruptionsöffnung loslösen, ist willkürlich und unwahrscheinlich. Vorzuziehen ist die Erklärung, welche Scrope selbst an anderen Punkten seines Werkes gibt, daß die Form der Antiklinale von dem Falle der Materien herrührt, die von einem Krater herausgeworfen wurden, wie es bei dem Monte Nuovo der Fall ist. Nur kann man bemerken, daß die Gestalt einer doppelten Antiklinale in der Zeichnung Scropes zu stark ausgebildet ist, wie aus einer Vergleichung mit photographischen Aufnahmen hervorgeht, welche ich erwähnte.

[1]) Scrope, Volcanoes, S. 243, Fig. 2.

XVI. Der Hafen von Miseno.

Obwohl Breislak die Gewohnheit hat, jede Vertiefung wie jede Erhebung in den Phlegräischen Feldern für einen Krater zu halten, so ist er doch im Zweifel, ob der Hafen von Miseno ein Krater ist (S. 177), indem er sehr richtig sagt: »il ne suffit pas qu'un lieu ait une forme ronde ou elliptique pour le juger un cratère, il faut encore que les hauteurs qui l'entourent aient l'inclinaison ou la pente qui convient aux entonnoirs des volcans«. Er fährt dann fort: »ce caractère manque absolument aux collines qui entourent le port de Misère et qui appartiennent au cratère du mont de Procida, et à celui du promontoire même de Misène. La mer forme souvent des baies demi-circulaires qui n'ont aucun rapport avec les cratères des volcans«. Deecke ist derselben Ansicht[1]), aber de Lorenzo[2]) betrachtet ihn von neuem als einen von den Meereswellen abradierten Krater, von dem bloß noch die Flanken im NO als Landzunge von Pennata, im SW als Halbmond, auf dem Miseno liegt, existieren. Ich schließe mich der Ansicht von de Lorenzo an; wahrscheinlich jedoch entspricht der Krater dem innersten Teile des Hafens. In der Tat ist im N des Hafens die antiklinale Umrandung erhalten und unterhalb Zampino d'Ambrosio fällt der Tuff nach S ein. Umgekehrt fallen bei Sarparella im N des Hügels von Miseno und im N des von Pennata die Tuffe nach N ein, während das Einfallen an der Punta di Pennata 12° nach NO und am Hügel von Miseno nach SW gerichtet ist, und ich glaube, daß diese Orte sich schon außerhalb des Kraters auf seiner Südseite befinden. Auch hier bemerkt man in den unteren Bänken den gelben Tuff, der gerade im Hafen von Miseno und in der Punta di Pennata zutage tritt. Oben darauf liegen konkordant die grauen Tuffe, es handelt sich also hier um einen Vulkan, der demjenigen des Kap Miseno ähnlich ist, vielleicht aber um Ausbrüche von grauem Tuff, welche einen früheren Krater von gelbem Tuff bedecken. In dem gelben Tuff der Punta di Pennata kommen große Stücke von Trachyt und Bimsstein vor, bei Miseno ziemlich häufig solche von grünem Tuff des Epomeo, und von grauen zersetzten Schlacken ähnlich denjenigen des Kap Miseno, ferner von Trachyt mit Einsprenglingen von Plagioklas, von weiß und schwarzem mikrokristallinischem Trachyt vom Typus des Averno und endlich von Leucittephrit. Einige Bruchstücke sind deutlich abgerollt, sie rühren also von etwas entfernteren Gegenden her, und die Tuffe sind wahrscheinlich marinen Ursprungs. Der Leucittephrit ist kompakt, zuweilen angefressen, mit zahlreichen mit bloßem Auge sichtbaren Kristallen von Leucit, welche die einzigen größeren Einsprenglinge bilden. Der glasige Teil ist nur sehr unbedeutend; unter den Mikrolithen tritt Sanidin selten auf, häufiger sind dagegen die Zwillingsnadeln von Anorthit und Labradorit, außerdem finden sich sehr kleine Opacite von Magnetit mit Höfen von Hämatit, seltener von Limonit. Die Einsprenglinge sind Labradorit mit zonarer Struktur und Glaseinschlüssen. Sehr selten kommt Biotit, gar nicht Augit, vielleicht infolge von Resorption, vor. Leucit tritt auf in zahlreichen und vieleckigen Schnitten bis zu 50 μ; die Kristalle sind in verschiedener Weise verwachsen, weißlich, undurchsichtig, oder grünlich, zuweilen durchsetzt von Rissen, welche von Eisenhydroxyd



Fig. 43. Miseno.

[1]) Geol. Führer durch Campanien, S. 99.
[2]) Studi di Geologia, S. 94. — I crateri di Miseno.

und Hämatit eingenommen sind. Das Gestein ähnelt dem Leucittephrit der Punta dell' Inferno des Monte di Procida. Der überwiegend bimssteinartige graue Tuff besitzt die gewöhnlichen Merkmale.

Nördlich vom Hafen befindet sich eine sog. Schwefelgrotte, welche nur vom Meere aus zugänglich ist. An verschiedenen Punkten im Innern, wie auch beim Eingang vom Meere aus,



Fig. 44. Hafen von Miseno.

steigen Gase mit einer Temperatur von 14,3°—15,2° empor, welche 8,77—20,40 Proz. Schwefelwasserstoff, 72,96—84,43 Proz. Kohlensäure enthalten, während der Rest atmosphärische Luft ist[1]). Der Schwefelwasserstoff, reagierend mit den Alkalien des Tuffes, gibt Veranlassung zu reichlichem Auswittern von einem doppelschwefelsauren Kali, dem Misenit[2]), und Alaunen[3]) und Schwefel. Man darf nicht mit Stillschweigen übergehen, daß östlich von der Punta di Pennata römische Ruinen mitten im Wasser liegen, entweder Fischer- oder Badehütten, braucht dabei aber nicht etwa auf eine Senkung des Bodens zu schließen. Der kleine römische Tunnel, welcher durch die Punta di Pennata führt, ist heute so, wie zur Zeit der Römer, weder höher noch tiefer geworden, denn sonst würden die Barken, welche schon damals den Tunnel benutzten, heute nicht denselben Ort passieren können.

XVII. Bacoli.

Es scheint, daß die Bucht von Bacoli ein Krater gewesen ist, wie es auch Günther und de Lorenzo annehmen. Der innere Teil ist zum Teil infolge der Einwirkungen des Meeres auf der Ostseite eingestürzt und entspricht der Ebene von Basso Poggio, über welche sich die Hügel der Einfassung höchstens 40 m erheben. In der Tat bilden diese Hügel eine ringförmige Antiklinale und vom Meere aus sieht man den Durchschnitt beider Antiklinalen sehr gut, entsprechend den Cento Camerelle und der Punta del Poggio sowohl im O wie im S von Casa Capuana; von diesen Antiklinalen wird die Synklinale des Basso Poggio eingeschlossen. Im inneren Teile der Antiklinale von Cento Camerelle erscheint wie im Hafen von Miseno der gelbe Tuff, der mit dem darüber befindlichen grauen Tuff

Fig. 45. Punta di Poggio, Basso Poggio und Cento Camerelle.
1. Gelber Tuff; 2. Grauer Tuff.

1) Cl. Sainte-Claire-Deville, Sur les ém. volc. des. ch. F. 1, lettre 1862.
2) Monticelli in agrum puteolanum Comm. S. 22. Breislak, Campanie II, S. 176.
3) Guiscardi, Bull. Soc. géol. de France. Ser. II, T. XIV, S. 635. — Bellini, La grotta dello zolfo nei Campi Flegrei. (Boll, Soc. geol. ital. 1901.) — De Lorenzo, Crat. di Miseno, S. 10.

konkordant liegt; infolgedessen kann man bei dem Krater von Bacoli in der Hauptsache dieselben Hypothesen anwenden, wie bei dem Hafen von Miseno. Bei Bacoli und La Taverna kommen in den oberen Bänken des grauen Tuffes häufig grobe Bruchstücke von Bimsstein und abgerundete Schollen von gelbem, selten von grünlichem Tuff vor, ähnlich dem des Epomeo auf Ischia. Der sehr helle, zuweilen seidenglänzende, mit sehr großen Hohlräumen versehene Bimsstein setzt sich bei mikroskopischer Betrachtung zusammen aus durchscheinendem Glas mit zahlreichen elliptischen Bläschen, die durch den anhaltend flüssigen Zustand nach ihrer Bildung verlängert und gewunden sind; selten kommen Flecken von Limonit vor. Ferner trifft man ziemlich selten teilweise resorbierte und zertrümmerte Kristalle von Labradorit von sehr unregelmäßiger Form an, weiter vollständige Kristalle von Augit, auch von Hornblende mit sehr starkem Pleochroismus, wechselnd von grasgrün bis orangegelb und hellgrün, und einem Auslöschungswinkel auf (110) von 0°. Die abgerundeten Schollen von gelblichem Tuff sind reich an Bimssteinen, die durch Kaolinisation des Glases und des Feldspats gelb geworden und undurchsichtig sind. Unter dem Mikroskop sieht man kleine Fragmente von ihnen und ebenso Fragmente von ziemlich großen Kristallen von Sanidin mit undurchsichtigen und gelb gewordenen Glaseinschlüssen, von Kalk-Natronfeldspat, Biotit, Augit, Magnetit, die alle in einer bröckeligen Masse von Bimssteinen und von gelb gewordenen und undurchsichtigen Gläsern stecken. Der Strand an der Punta del Poggio, bei Basso Poggio und an den Cento Camerelle ist voll von Trümmern römischer Gebäude auf der Meerseite, was ein Beweis dafür ist, daß ihre Zerstörung immer noch weiter vor sich geht; auch die Zerstörung der römischen Molen von Punta Pennata und Punta Terone am Eingang zum Hafen von Miseno ist durch die Meereswellen, nicht durch Senkungen bewirkt worden.

XVIII. Campiglione.

Dieser Krater aus gelbem Tuff, von den höchsten Hügeln der Gegend umgeben, ist gut erhalten; abgebildet haben ihn Hamilton[1]) und Günther[2]). Sein Umfang ist elliptisch und die größte Entfernung zwischen den Rändern beträgt 1550 m, die kleinere 1250 m (vgl. Fig. 12 auf S. 40). Wenn sich alle umgebenden Hügel zur selben Höhe erheben würden und nicht zum Teil durch andere Explosionen zerrissen wären, so würde der Krater kreisrund erscheinen. Die beiden höchsten Hügel bilden zwei Halbkreise, es sind im N der M. Corvara (319 m), im S der M. Barbaro (329 m). Im O und W sind die Ränder bedeutend niedriger und gehen im W bis auf 165 m, im O bis auf 130 m hinab. Im letzteren Punkte liegt der Eingang zum Krater, der teilweise durch einen künstlichen Einschnitt hergestellt ist (vgl. Fig. 17 auf S. 56). Der Boden wird von der Ebene von Campiglione eingeschlossen, welche in alten Karten als See bezeichnet wird, jetzt aber nur in sehr regenreichen Zeiten zu einem solchen werden könnte. Er bildet ein Becken, dessen Boden in 81 m Meereshöhe ungefähr 49 m unter dem Eingange liegt. Seine größte Breite beträgt ungefähr 800 m. Die inneren Wände sind nicht sehr steil, unter dem Gipfel des M. Corvara beträgt die Neigung 73 Proz., unter dem M. Barbaro kaum 27½ Proz. Die äußeren Abhänge würden viel sanfter geneigt sein, wenn sie nicht an vielen Stellen durch spätere Explosionen angeschnitten wären. Das umgebende Gestein ist ein gelber Tuff, der meist aus feinen Materialien besteht, in ziemlich regelmäßigen Schichten, die sämtlich zerborsten und von Ebenen falscher Schichtung durchsetzt sind. Im nördlichen Teile

---

[1]) Campi Phlegraei, Pl. XXVIII.
[2]) Phlegr. fields, S. 423, Fig. 7.

sind die höheren Bänke in großer Mächtigkeit und Ausdehnung pisolithisch, d. h. sie bestehen sozusagen aus runden Kernen, welche auf der Oberfläche der Schichten wie Pisolithe hervorragen. Johnston-Lavis schreibt diesen Umstand dem Fall von Regentropfen während des Ausbruchs zu, die den vulkanischen Staub in der Luft zusammenballten [1].

Es ist aber schwer zu verstehen, wie das Wasser, das doch keine zusammenballenden Eigenschaften besitzt, solche Pisolithen hervorbringen könnte. Diese haben als Kern stets ein größeres oder kleineres Bruchstück von Bimsstein, der sehr zersetzt ist, und es scheint, daß sie dadurch hervorgebracht sind, daß ein Teil der durch die filtrierenden Wasser aus den Bimssteinen gelösten Materie um diese herum den Staub des Tuffes zusammen geballt hat. Bisweilen sind die Pisolithe fast gänzlich leer, und die innere Masse der Bimssteine ist zu einem Pulver reduziert, welches im Innern der Pisolithe klingt, wenn diese bewegt werden. Solche Pisolithe sind seit langer Zeit von de Alteriis beobachtet worden, der, soweit es D'Ancora [2]) mitteilt, sie mit denjenigen der Solfatara verglichen hat.

Manasse [3]) hat eine Probe des pisolitischen gelben Tuffes, die ich ihm geschickt habe, mikroskopisch untersucht; nach seiner Untersuchung bestand er aus einem gelb-grauen Glase, das stark kaolinisiert war, mit wenigen Mikrolithen und häufigen Bruchstücken von grünem Augit, mit Fragmenten von Sanidin, Anorthoklas, Kalknatronfeldspat, Biotit, Ägirin, sehr wenig Sodalith und Magnetit. In diesen genannten Mineralien kommen Glaseinschlüsse und solche von Apatiten vor, Hämatit und Limonit sind sekundär. Der in den Pisolithen eingeschlossene Bimsstein besteht aus grauschwarzem oder in sehr dünnen Schliffen graugelbem Glase, mit wenig Mikrolithen von Augit, Biotit und Sanidin. Analytisch untersucht kommt zuerst SiO_2, Al_2O_3, darauf FeO, Fe_2O_3, CaO, K_2O, Na_2O und noch weniger MgO, H_2O und Spuren von Cl, CO_2, P_2O_5. In dem Tuff befinden sich auf der Ostseite wenige kleine helle oder gelbe Bimssteine und sehr wenig Schlacken in kleinen Linsen, die vielleicht nicht gleichalterig sind. Auf der Nordostseite gibt es weiße Bimssteine von der Größe eines Apfels oder solche von schwarzer, aschgrauer oder kastanienbrauner Farbe. Durch Zerstörung der Bimssteine erscheint der Tuff häufig durchlöchert. Weiter kommen grüne oder dunkle Vitrophyre mit perlitischer Struktur vor, welche grobe Kristalle von Sanidin und Glimmer, sowie schwarzen Trachyt, ähnlich wie der Piperno, in kleinen Stücken enthalten. Der Vitrophyr hat perlitische Struktur, die dort deutlich hervortritt, wo das Gestein ein wenig zersetzt ist. Unter dem Mikroskop erscheint er von grasgrüner Farbe, hell durchscheinend, mit zahlreichen runden oder halbrunden und konzentrisch elliptischen Kügelchen, die eine an der anderen hängen oder von Tangentialebenen geschnitten sind oder auch diese schneiden, deren Oberflächen in den Dünnschliffen als gelbliche Linien erscheinen, vielleicht weil dort Wasser eingedrungen ist, welches das Eisen des Glases in Hydroxyd verwandelt hat. Diese Kurven umgeben meistens die Kristalle des Feldspats. Magnetit fehlt gänzlich, auch der Augit scheint, nach den Auslöschungswinkeln zu urteilen, stets wenig eisenhaltig zu sein, weil das Eisen in der glasigen Basis aufgelöst ist. Die Einsprenglinge sind selten Sanidin mit einem Auslöschungswinkel auf (010) von $+5°26'$; häufiger sind Plagioklase mit Glaseinschlüssen, die oft ganz durchdrungen von Glas zu einem Gerippe oder Gitterwerk reduziert sind, von dem abwechselnd nur noch einige Teile übrig geblieben sind, weshalb ich glaube, daß es sich um eine Resorption oder um leichter schmelzbare Plagioklase handelt, während die weniger schmelzbaren Teile übrig bleiben als Beweis ihrer auch chemisch polysynthetischen Natur. Diese Plagioklase

[1]) Johnston-Lavis und Flores, Dep. di Pianura, S. 11 5.

[2]) G. D'Ancora, Guida ragionata per le antichità e per le curiosità naturali di Pozzuoli, Napoli. Zambraia 1792, S. 72, note 1.

[3]) Manasse, Rocce trach. di Fondo Riccio II, 2. Febr. 1902.

gehören zum Labradorit, zum Bytownit und hauptsächlich zum Anorthit. Einige der im Plagioklase eingeschlossenen Gläser sind schwarz, also verschieden von dem grünen Vitrophyr; sie sind wahrscheinlich älter und unabhängig von der Umschmelzung des Gesteins, welches ursprünglich ein normaler augitischer, schlackiger und glasiger Trachyt sein konnte. Selten kommt der grünliche Augit, der bisweilen hell ist, wie der zersetzte von der Solfatara, in kleinen und vollständigen oder großen aber fragmentarischen Kristallen mit lebhaften Interferenzfarben und einem Auslöschungswinkel auf (010) von 50° vor, während der Winkel der Axe der kleinsten Elastizität auf (001) zwischen $+29°$ und $+35°$ liegt. Daraus folgt, daß dieser Augit wenig eisenhaltig ist. Biotit ist häufiger und kommt in besser erhaltenen braunen Kristallen vor, meist in leistenförmigen Durchschnitten aus gut unterscheidbaren Blättern zusammengesetzt, manchmal ist er auch durch die Bewegung des Gesteins gefaltet und ohne scharfe Grenzen; er ist braun mit Pleochroismus von dunkelgelb bis grünlichbraun, Bisektrix $\mathfrak{a}$ senkrecht zur Spaltbarkeit, mit sehr starker Absorption der parallel zur Spaltung schwingenden Strahlen. Der Winkel der optischen Achse ist 0° und daher ist der Biotit senkrecht zu (001) scheinbar isotrop. Die kompaktesten Tuffschichten im S des M. Barbaro wurden oft zu Bauzwecken benutzt. Der gelbe Tuff fällt sehr sanft auf weite Strecken bis zum M. Ruscello im NW, bis zu der Ebene von Quarto im N ab und bis zur Montagna Spaccata und der Ebene von Pisano im NO. Ursprünglich war wahrscheinlich die ganze Gegend von diesem Tuff eingenommen, in welcher die Krater des M. Nuovo, Averno, Senga, Astroni und Cigliano liegen.

Die Tuffbänke bilden eine ringförmige Antiklinale rund um den Krater herum und zeigen so die Anordnung der Schichten, wie sie den Explosionen und den Eruptionen der Bruchstücke entsprechen, wie sie von Scrope erklärt wurden. Rund herum fallen die Schichten nach innen zu ein, besonders deutlich am M. Barbaro und auf der Ostseite in der Porta di Campiglione, wo die Neigung nach W 35° beträgt, weniger ausgedehnt am M. Corvara, wo nordöstlich beim Gipfel die Neigung nach SW 10° beträgt sowie in dem westlichen Teile. Im NO fallen sie gegen SO ein. Nach außen fallen die Schichten überall sanft ein, z. B. unterhalb des Klosters von S. Angelo 30° nach W 20° N. Weiter unten im O, beim Hohlweg von S. Angelo, beinahe in der Ebene, neigen sie sich mit 6° nach SW und noch weiter unten 10° nach W. In den Hohlwegen der Landgüter De Angelo und Sperduto fallen sie 10—15° nach NW, dagegen im NO, im Tale des Melo und gegen die Meierei von Corvara 10° nach NNO ein. Dagegen kommen solche Neigungen nicht vor im O, wo die Tuffe auf eine weite Strecke durch die Explosion unterbrochen sind, die die Ebene der Via Campana bildete, auf der Westseite, wo sie, wenn auch in geringerer Ausdehnung, durch die Explosion der Ebene von Teano unterbrochen wurden, endlich nicht auf der Südseite des M. Barbaro, wo die Schichten und die Abhänge des Berges steiler nach der Meerseite zu abfallen. Im Innern des Kraters ist der Boden ausgefüllt von grauem Tuff mit Alluvionen, die von den Abhängen herunter gekommen sind (vgl. Fig. 13 auf S. 40). In einigen Punkten, wo die Neigung sanfter ist, wie am M. Corvara, bedeckt der graue Tuff auf kurze Strecken den gelben, z. B. am Kloster von S. Angelo und sonst hier und da an den Wasserscheiden entlang. Etwas nordöstlich von S. Angelo findet man einige kleine, oberflächliche Anhäufungen von Schlacken des Fondo Riccio, welche auch zur Ableitung des Wassers aus den Weinbergen hierher gebracht sein können. Nach außen zu werden auf der ganzen Nordseite die Schichten des gelben Tuffes besonders nach unten zu von einem sehr dünnen Schleier von grauem Tuff und von den schlackigen Auswürflingen des Vulkans des Fondo Riccio bedeckt. Im NO liegt der graue Tuff etwas höher und bedeckt den gelben Tuff, wie auch die schlackigen Auswürflinge des Vulkans der Montagna Spaccata, deren größte Masse zusammen mit dem gelben Tuff der Ostseite von Campiglione empor-

geschleudert wurde. Die Explosionen auf dieser und auf der Westseite und die folgenden Unterbrechungen des Kraters werden durch die Lagerung der Schichten in klares Licht gestellt. Die Alluvialschichten des sehr tonreichen grauen Tuffes mit wenig und kleinen sekundären Bimssteinen und kleinen sekundären schlackenartigen Massen erreichen eine Höhe von 5—10 m, sie sind ziemlich horizontal und bedecken die letzten Abhänge des gelben Tuffes auf der Seite der Ebene von Campana. Wenn man nicht recht aufpaßt, könnte man annehmen, daß diese Schichten das Liegende bilden, während sie sich nur ganz einfach neben dem gelben Tuffe befinden.

Der M. Barbaro ist sicher der Gaurus der Alten; dieser Berg war zur Zeit der Römer, wie noch heute, mit berühmten Weinreben bedeckt. Juvenal nannte den Gaurus leer (inanis), und Decimus Ausonius Magnus bezeichnet ihn in seinem Gedicht Mosella, das er ungefähr 370 n. Chr. schrieb, als sulphureus[1]). Es könnte also scheinen, daß der Name Gaurus auf die Solfatara paßte. Aber aus dem Vergleich mit dem Vesuv und aus dem Hinweis auf den Anblick der Cumäischen Gewässer läßt sich entnehmen, daß Ausonius unter Gaurus den Monte Barbaro, d. h. einen der höchsten Berge der Phlegräischen Felder verstand und ihn wahrscheinlich wegen des Reichtums an warmen Quellen schweflig nannte, die rund herum herausflossen und die man sich in jener Zeit durch unterirdische Verbrennungen von Schwefel entstanden dachte. *Γαῦρος* bedeutet im Griechischen »stolz«, ein Name, der so gut auf jenen Berg paßt, welcher von Cumä aus als der höchste erscheint. Deshalb hat man ihn wahrscheinlich auch in Antithese dazu »inanis« genannt. Übrigens spricht Plinius ausdrücklich von den Weingärten des Gaurus auf der Seite nach Pozzuoli und Bajä zu[2]), und Lucanus[3]) schreibt »vel si convulso vertice Gaurus Decidat in fundum penitus stagnantis Averni«, woraus hervorgeht, daß er den heutigen Monte Barbaro meint.

XIX. Teano.

Westlich vom Krater von Campiglione und eigentlich vom Monte Barbaro, zwischen diesem im O und dem Averner See im SW, befindet sich der Bezirk Teano, welcher alle Merkmale einer Vertiefung trägt, die wenigstens in ihrem nördlichen Teile von einem Ausbruch herrührt, der vor der Bildung des Averner Sees stattfand, aber nach der des Kraters von Campiglione. Man könnte annehmen, daß die steilen Wände der Ost- und Nordseite mehr durch direkte Korrosion des Meeres, als durch Explosion entstanden wären, aber die gänzlich alluviale Zusammensetzung des Bodens der Vertiefung und ihre Form selbst, die sich in der Mitte ein wenig vertieft, widerspricht dieser Annahme. Nördlich ist die Vertiefung durch den grauen Tuff des Monte Rosso und durch den Abhang, der ihn mit dem Monte Corvara vereinigt, geschlossen, südlich grenzt sie an die Schlacken des Monte Nuovo und im SO öffnet sie sich gegen das Meer. Die Vertiefung ist nicht ganz, aber beinahe kreisrund, der größte Durchmesser beträgt 1500 m. Die Höhe über dem Meere beträgt 14 m, in den ältesten Zeiten mag die Vertiefung von einem kleinen Sumpf bedeckt gewesen sein, obwohl der sandige Boden sehr durchlässig ist. Um zum Meere zu gelangen, muß man eine 37 m hohe Bodenerhebung passieren, entsprechend dem Fuße des Monte Nuovo; etwa eben

---

[1]) Tales Cumano despectat in aequore ludos — Liber, sulphurei dum per juga consita Gauri — Perque vaporiferi graditur vineta Vesevi. — D. Magni Ausonii Mosella XVIII, 209 (Mon. Germ. hist., t. V, pars II; Berolini 1883, 89).

[2]) C. Plinii Secundi, lib. XIV, 8: »Certant Massica aeque, ex monte Gauro, Puteolos Bajasque prospectantia.« Anderswo erwähnt aber Plinius, daß die Weinreben, welche von Falernum nach dem Gaurus gebracht seien, schnell aus der Art schlügen »Nam Gauranas scio a Falerno agro translatas vocari Falernas, celerrime ubique degenerantes.« Vom Gaurus spricht auch noch Cicero (de lege agr. 2, 14, 36), woraus sich ergibt, daß Rullus diesen Berg verkaufen wollte, der, teilweise wenigstens, öffentliches Eigentum war.

[3]) M. Ann. Lucani, Pharsalia II, 667.

so hoch ist der Hügel zwischen ihm und dem Averner See. Die Schichten, die vom Averner See und natürlich auch die, die vom Monte Nuovo kommen, fallen gegen Teano, im nördlichen Teil fallen sie gegen W ein. Dagegen sind auf der Nordostseite zwischen S. Angelo und dem Monte Barbaro, rund um das Landgut von Capomazza herum, die gelben Tuffbänke abgebrochen und stellen sehr steile Abhänge dar. Deshalb würde ich nicht zögern, als sicher anzunehmen, daß wenigstens an dieser Stelle eine Explosion stattgefunden hat. Die Neigung des Geländes ist in dieser Gegend sehr bedeutend und erreicht am Monte Barbaro 84 Proz., unterhalb S. Angelo 104 Proz. Die Ebene ist mit sandigen alluvialen Tuffen bedeckt.

XX. Schlacken von Torre Franceschi. Piperno (Pianura, Soccavo, Napoli). Trachyt von Montesanto.

Der Hügel von Camaldoli, der wie ein Sporn die beiden Becken von Pianura und Soccavo trennt und der höchste in den Phlegräischen Feldern ist, erreicht eine Höhe von 458 m; die Kammhöhe fällt aber nach W um Pianura herum allmählich bei Guantari auf 397 m, im äußersten N bei Zoffritto auf 368 m und dann im Hügel, welcher den Krater von Pisano scheidet, auf 254 m ab. Diese Hügel sind auf der Höhe fast eben und fallen sehr langsam nach N gegen Marano ab; nur im NW werden sie von dem Krater von Quarto unterbrochen. Um Soccavo herum fällt die Wasserscheide langsam aber beständig von Camaldoli nach S. Giacomo, nach Arenella, nach Antignano, nach Vomero bis zum Niveau der Ebene von Soccavo und Piedigrotta. Der Abfall gegen S und dem Meere zu, d. h. gegen die schon erwähnten Becken von Pianura und Soccavo ist steil, im W und O beträgt er etwa 51 Proz., an einigen Punkten nördlich von Camaldoli erreicht er sogar 67 Proz.

Das reich angebaute Becken von Pianura besitzt seine größte Länge von 2500 m in NW—SO-Richtung von dem Fondo Militelli bis zum Fondo Pignatiello; es fällt nach der Mitte zu etwas ab bis etwas unter 160 m ü. d. M. und öffnet sich nach SO, wo das Wasser einen Ausfluß in dem Hohlweg Fredda nach Fuorigrotta hat.

Die Ebene von Soccavo wird im W von der Ebene von Agnano durch niedrige Hügelzüge getrennt, im S hängt sie breit und unmittelbar mit der Ebene von Bagnoli zusammen. Ihr Boden fällt von 150 auf 50 m, anfangs stärker, dann langsamer und ist, mehr wie irgend eine der bis jetzt betrachteten Ebenen, von zahlreichen und tiefen Gießbächen durchfurcht, welche den Untergrund bloslegen. An den steilen Abhängen, die das Becken einfassen und gegen S abfallen, beobachtet man die ältesten Horizonte und die mächtigste Reihe von Gesteinen der Phlegräischen Felder.

Schlacken von Torre Franceschi.

Die tiefsten Schichten werden von ziemlich jungen grauen Tuffen und von Alluvionen verhüllt, nur an sehr wenigen Punkten kommen unter den Erdstürzen an den steilen Abhängen alte Schichten zum Vorschein. Ihre vollständigste Reihe findet sich an dem steilen Gehänge unter den Erdstürzen westlich von der Torre de' Franceschi, einer Meierei, die etwas nördlich von Soccavo liegt. Von unten in einer Höhe von ungefähr 150 m über dem Meeresspiegel anfangend, werden beobachtet:

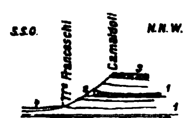
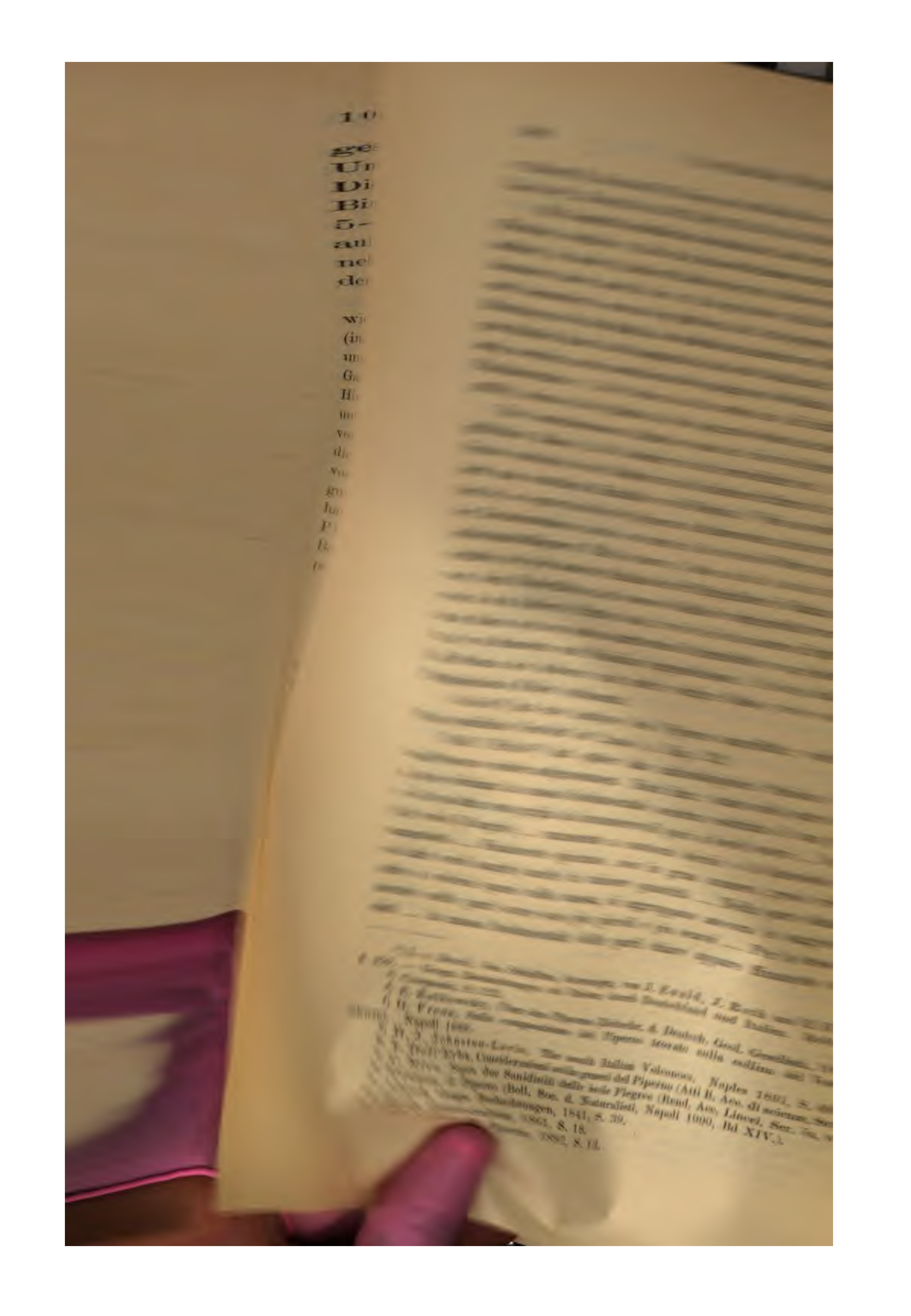


Fig. 46. Unter Camaldoli. 1:100000.
1. gelber Tuff; 2. Piperno; 3. grauer Tuff; 4. Alluvium.

1. **Dunkler Tuff.**
2. **Bimssteine und schwarze Schlacken in ziemlich großen Stücken,** welche die Nähe einer Eruptionsöffnung anzeigen, 2 m.
3. **Breccie von kleinen eckigen Bruchstücken von Trachyt,** schwarzen Schlacken, Bimssteinen und Obsidianen, diese jedoch nur in größeren Stücken, 5 m.



risolve cioè in una tessitura microlitica di sanidino; mentre questi microliti nelle fiamme assumono tessitura microsferolitica«; diese Differenz war auch beobachtet worden von Kalkowsky (über den Piperno, S. 673). »Tanto nelle parti chiare quanto nelle scure i grossi cristalli bianchi di sanidino ... hanno scarsissime inclusioni di pori, ... di magnetite ... di apatite e di augite ... Nelle chiare però i contorni di detti cristalli si manifestano abbastanza o del tutto integri, e questa integrità dei grossi individui, che mai si nota in quelli di prima formazione nei magma lavici ... ammette la formazione in posto«.

Auch der Augit in dem helleren Teile »si osserva spesso a contorni decisi e con ochissime fenditure, mentre nella scura è a contorni per lo più indefiniti« wie öfters in den Phlegräischen Trachyten. Rosenbusch[1]) hat beobachtet, daß in diesen Augiten die äußeren Zonen oft abwechselnd aus grünem Ägirin und braungelbem Akmit bestehen, wie es nach ihm auch in der Lava der Astroni vorkommt, was ich aber nicht bestätigen konnte. n den dunklen Partien kommt, wie Dell' Erba sagt, Hornblende häufig vor, während sie den lockeren hellen fehlt, wogegen Kalkowsky sagt, daß er Hornblende nur in den oren und Höhlungen des Gesteins gefunden hat. In den lockeren hellen Partien ist Feldspat selten, der Augit ist meist zersetzt, und zuweilen ist er es so vollständig, »sicchè ne sta un ammasso nero di magnetite col primitivo contorno del cristallo« (S. 16), wie in en auch von Roth beobachteten Knoten. Riva[2]) hat mit Flüssigkeiten von bekanntem rechungsvermögen gefunden, daß der Sanidin des Piperno folgende Brechungsexponenten igt: $\gamma = <1{,}520;\ 1{,}529> \beta <1{,}526;\ \alpha <1{,}526$. Daraus geht hervor, daß er sich dem atronhaltigen Anorthoklas nähert, und dies trägt dazu bei, den hohen Gehalt an Natron n Piperno selbst zu erklären.

Roth nennt unter den Elementen der zweiten Phase der Erstarrung spärlichen Glimmer d spärlichen Plagioklas[3]). Ich habe nicht selten Plagioklas im Piperno von Soccavo in willingskristallen nach dem Albitgesetz mit einem Auslöschungswinkel auf der Spaltungsene von 30° bis 47° beobachtet, mit polysynthetischer, sehr feiner, wenn auch bisweilen nig deutlicher Zwillingsstreifung; er wird zum Anorthit zu rechnen sein. Zuweilen habe . längs den Zwillingsebenen Sanidin eingeschlossen gefunden. Fouqué und Michel-Lévy den Mikrolithen von Oligoklas[4]). v. Rath fand im Piperno von Pianura Marialith, eine rietät von Mejonit[5]), Kalkowsky in den Spalten und Poren Hornblende, Nephelin, englanz und Sodalith, den wohl Guiscardi, nicht aber v. Rath gefunden hatte. genio Scacchi fand eine schwarze, nadelartige Varietät des Eisenglanzes, den Rasiderit[6]), der nach der Beschreibung ein Zersetzungsprodukt des Fayalits sein kann. einem im Piperno eingeschlossenen und von diesem wenig verschiedenen Bruchstück merkte Kalkowsky zahlreiche Rhombendodekaeder von Nosean. Ich habe Sodalith auch er den wesentlichen Gemengteilen des Piperno von Soccavo gefunden.

Unter dem Mikroskop finden sich die hauptsächlichsten Unterschiede in der Anordnung Feldspate, welche mikrosphärolithisch in den dunkleren Partien, mikrolithisch in den anderen ferner in den Hüllen von Ägirin und Akmit um die Augite der ersteren und in den itischen Mikrolithen, welche immer in den helleren Partien zusammengedrängter und reicher sind. In den dunkleren Partien ist die Menge des Magnetits größer. Aus den ersuchungen von Dell' Erba und Kalkowsky folgt, daß die Menge des Eisens, wie die der ren Bestandteile in beiden Partien gleich ist. In der Substanz kommen beachtenswerte

[1]) Mikros. Physiogr., 3. Ausgabe, Bd. II, S. 750.
[2]) Riva, Sopra due sanidiniti, S. 176.
[3]) Roth, Der Vesuv, S. 518 und ebenda Allgem. und chemische Geologie, Bd. II, S. 246.
[4]) Minéralogie microscopique, S. 223.
[5]) v. Rath, Geognost. mineralog. Fragmente aus Italien, S. 634.
[6]) E. Scacchi, Rend. R. Acc. di scienze, Napoli 1887.

Unterschiede nicht vor, sie zeigen sich nur in dem physikalischen Äußeren, in der Form der Mikrolithen von Sanidin und in der verschiedenen chemischen Verbindung des Eisens. Wie wir sehen werden, kommen dieselben Unterschiede in den mehr oder weniger glasigen Schlacken und den mehr oder weniger kristallinischen Laven vor, und besonders in allen Tuffen der Phlegräischen Felder, und man kann die ersteren mit den Flammen, die anderen mit dem helleren Teile des Piperno zum Vergleich heranziehen.

Unendliche Diskussionen fanden statt über die Natur des Piperno. v. Buch, dem die meisten anderen gefolgt sind, hält ihn für wirkliche Lava; v. Fritsch und Reiß[1]) gaben, wenn ich nicht irre, zuerst den Namen Piperno allen denjenigen Laven, von welchen sie, wie bei denen der Phlegräischen Felder voraussetzten, daß Teile des Magmas in verschiedenen Stadien der Kristallisation durch die Bewegung des Stromes miteinander in Berührung gebracht wurden. Die erwähnten Autoren nannten eutaxitisch die Struktur jeder Lava, welche augenscheinlich aus heterogenen Fragmenten besteht, d. h. die Struktur des Piperno und diejenige der Agglomerat-Laven, in denen die heterogene Struktur von einer teilweisen Umschmelzung der eingeschlossenen Bruchstücke herrühren soll. In Übereinstimmung mit diesen Ideen nennt Loewinson-Lessing den Piperno einen Taxit oder bisomatische Lava, d. h. eine Lava, die aus zwei durch Differenzierung entstandenen Teilen des Magmas zusammengesetzt ist, eine Lava, sozusagen, von doppelter Natur[2]). Aber die Idee, als ob es sich um Teile des Magmas handele, die sich in verschiedenen Stadien der Kristallisation befinden und durch die Bewegung des Magmas selbst miteinander in Berührung gebracht wurden, ist auszuschließen, weil die vorherrschende oder wenigstens einhüllende Masse, d. h. die hellere, kristallinischere Bestandteile als die eingehüllte, dunklere, schlackenartige Masse mit Sanidin-Sphärolithen enthält. Man kann unmöglich annehmen, daß die Masse, welche in der Erstarrung und in der Kristallisation schon größere Fortschritte gemacht hat, jene von höherer Temperatur, die zugleich noch teigartig, beweglich und weniger kristallisiert war, eingehüllt haben könnte. Beim Erstarren hätten die Kennzeichen beider Teile, sowohl der eingeschlossenen wie der einschließenden, verschieden und logischer Weise umgekehrt sein müssen.

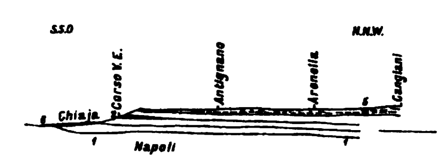


Fig. 49. Hügel von Neapel. 1:100000.
1. gelber Tuff; 2. Piperno; 5. grauer Tuff; 6. Alluvium.

Scacchi hielt den Piperno für einen metamorphosierten Tuff. Dell' Erba schreibt, daß in dem Piperno »le fiamme o scorie e la massa fondamentale sono sempre state due cose distinte e separate. Solamente, essendo unica la massa che ha fornito la parte fondamentale del piperno cioè le polveri dei tufi ... e le fiamme, ne viene di conseguenza che la composizione chimica e minerale di ambedue deve essere la stessa ... Le fiamme dovettero essere brandelli di lava fusi e caduti sul tufo, il quale poi si metamorfosò e si agglutinò per pressione, per calore e per vapori aequei accentuandosi sempre piu la struttura cristallina ed individualizzandosi grossi cristalli di Sanidina«. Wir sahen, daß diese Individualisierung des Sanidins überall in dem rezenten Tuff des Monte Nuovo auftrat, dessen Eigenschaften sich also denjenigen des helleren Teiles des Piperno nähern. Geht man also von der makroskopischen Struktur, von der Gestalt, von der Fluidalität, von der regelmäßigen Lagerung als Bank, von der Identität der mineralogischen und physischen Beschaffenheit aus, so scheint es mir, daß die dunklen Partien wahre und richtige Schlacken sind, daß sie mit dem Staub herabgefallen sind, welcher den Tuff bildete, d. h. den helleren Teil, wie die lockeren Schlacken mit Sanidinsphärolithen des Kap Miseno, von Palombara und S. Maria al Monte. Nur die

[1]) Geol. Beschreibung der Insel Tenerife. Winterthur 1868, S. 414, 422.
[2]) F. Loewinson-Lessing, Note sur la classification et la nomenclature des roches éruptives. St. Pétersbourg 1897 (Congrès géol. International), S. 62.

verhältnismäßig großartige Menge der ausgeworfenen Massen, die vielleicht von einer unterseeischen Eruption herstammen, die Länge der verflossenen Zeit, die größer ist als bei den meisten anderen Eruptionen der Phlegräischen Felder, ferner die folgende Zersetzung, der Druck der darüber befindlichen großen Tuffmassen, alles das hat dem Gestein eine Kompaktheit und besondere Eigentümlichkeit verliehen; mit einem Worte der Piperno besteht aus mitten in den Tuff hineingefallenen Schlacken, die wie beinahe alle anderen der Phlegräischen Felder mit der Zeit etwas metamorphosiert sind. Beinahe alle älteren Schlacken, deren Fragmente durch die Explosion herausgeworfen sind, besonders in dem gelben Tuff, haben den Charakter des Piperno angenommen: dieser kann also Taxit genannt werden, der aber in anderer Weise entstanden ist, als die Autoren annehmen. Daß der Piperno sehr bedeutenden Änderungen unterworfen ist, geht aus den zahlreichen Höhlungen und den verschiedenen Mineralien hervor, welche sich darin eingenistet haben. Petrographisch gehören die Schlacken und der Tuff des Piperno zum augitischen Trachyt vom Ponza-Typus nach Kalkowsky und Rosenbusch (S. 766). Er zeichnet sich aber durch das Fehlen von Olivin aus, der übrigens auch in den anderen phlegräischen Trachyten selten vorkommt, und durch die Einmengung von Natronsanidin oder Anorthoklas. v. Rath verglich den Piperno mit dem Trachyt der Scarrupata von Ischia.

Indem wir nun die Reihe der Schichten oberhalb von Soccavo wieder aufnehmen (vgl. Fig. 47 auf S. 107), so folgt auf die unteren Bänke des Piperno

10. ein gelber Tuff mit zahlreichen Auswürflingen und heterogenen, eckigen kristallinischen Fragmenten von verschiedenen Dimensionen, die meist kaum 1 cbdm groß sind, regellos vorkommen und das von Johnston-Lavis Museumsbreccie genannte Gestein bilden[1]). Es kommen darin schwarze, kompakte Obsidiane vor, wie in den Breccien des M. di Procida, aber in geringerer Menge; braune blasige, in denen die Wände ihrer Höhlungen mit radialstrahligen Feldspatkristallen ausgekleidet sind; dunkle oder rote blasige Schlacken; schwarze Schlacken mit groben Kristallen von Sanidin, wie diejenigen der unteren Bank des M. Olibano, mit Höhlungen, die bisweilen besetzt sind mit Kristallen von Fluorit[2]); dunkler, kompakter Trachyt, ähnlich den kompakten Schlacken von Palombara und dem Piperno; kompakter Sodalith-Trachyt, dunkelblau mit kleinen Einsprenglingen; glimmerhaltiger, mikrokristallinischer, körniger, weiß und schwarzer Trachyt, ähnlich dem schon beschriebenen der Bänke unterhalb von Torre Franceschi, aber in geringerer Menge; grau-rötlicher Trachyt, mit Änigmatit oder Cossyrit, mit gleichmäßigem Korn und zuweilen sichtbarer fluidaler Struktur, mit wenig und kleinen Feldspateinschlüssen, ziemlich reichlich; glimmerhaltiger Trachyt, der ein wenig verändert ist durch Eisenoxyd, das von den Magnetiten und Biotiten herstammt, braungelb mit helleren Flecken, welche einer geringeren Veränderung entsprechen, mit Einsprenglingen von Pyroxen und Biotit, der teilweise in Muskovit verändert ist; Fragmente von gelbem Tuff; Johnston-Lavis hat Hauynophyr gefunden, ich nicht. Diese Gesteine sind auch anderswo in den Phlegräischen Feldern angetroffen worden.

Der dem Piperno ähnliche Trachyt ist körniger als dieser, hat fluidale Struktur mit helleren oder dunkleren und scharf abgegrenzten Lagen, die nur mit Hilfe der Lupe sichtbar sind. Die Grundmasse ist sehr glasig, mit Sphärolithen von Sanidin, sehr kleinen zerstreuten Körnern von Magnetit und gelbbraunem Staub von Limonit, der besonders in den Zwischenräumen zwischen den Sanidinmikrolithen vorkommt, mit prismatischen gelbgrünlichen Mikrolithen von Ägirin-Augit mit starkem Pleochroismus von rötlichgelb nach flaschengrün und dunkelgelbgrün, mit $c:c$ 57 oder 58° mit $\mathfrak{a} > \mathfrak{b} > \mathfrak{c}$; viel seltener kommen schwach pleo-

[1]) Johnston-Lavis, Report of the British assoc. for the advancement of science. Newcastle on Tyne 1889, S. 292.

[2]) Deecke, Zur Geologie von Unteritalien, S. 328.

chroitische idiomorphe Mikrolithen von grüner Hornblende vor mit c : c von 24° bis 28° und allotriomorphe Körner mit deutlicher Spaltbarkeit oder kleine Würfel von Sodalith.

Der Sodalith-Trachyt mit Olivin hat eine reichlich glasige Grundmasse, mit Mikrolithen, Bündeln und allotriomorphen Blättchen von Sanidin und mit seltneren Mikrolithen, auch polysynthetischen, von Anorthit und teilweise von Labradorit mit einem Auslöschungswinkel von — 11° oder + 28° bis + 42°. Häufig sind Mikrolithen von Magnetit mit den gewöhnlichen Zersetzungen in Limonit. Unter den Einschlüssen der zweiten Erstarrung kommen selten Körner von Olivin und größere Kristalle von Anorthit vor, häufig mit Zonarstruktur und mit Glaseinschlüssen, verlängert und von prismatischem Habitus. Einige Kristalle haben einen isotropen Kern, mit hexagonalem Querschnitt und mit etwas abgerundeten Kanten, von Sodalith. Dieser bildet auch Würfel von großen Dimensionen, die zuweilen etwas zersetzt sind. Ferner kommen Pyroxene vor, d. h. Ägirinaugit in Zwillingen nach (101) mit c : c = 60° und wirkliche Augite. Ein solcher, nach (100) zerzwillingt, hat zwischen den beiden größeren Hälften des Zwillingskristalls eine beträchtliche Zahl von sehr kleinen dazwischen eingeschalteten Lamellen; die Zentrallamelle ist größer und löscht bei 54° aus, die Zwillingsteile an der Peripherie löschen bei 44° aus.

Der Cossyrit-Trachyt hat eine nur wenig glasige Grundmasse mit leistenförmigen Mikrolithen, die isoliert liegen und bis 29 μ lang werden, oder Bündeln oder kleinen Blättchen von Sanidin, die unvollkommene Sphärolithe bilden und teilweise fluidal angeordnet sind, und mit häufigen, aber kleinen Mikrolithen von Augit und solchen von Magnetit. Dies ist die normale Beschaffenheit der phlegräischen Trachyte, aber unter den Mikrolithen kommen noch sehr viele mit dem Aussehen von Hornblende vor von dunkel rotbrauner Farbe, die undurchsichtig sind, wenn sie nicht sehr dünn sind; in diesem Falle sind sie von lebhaft rötlicher Farbe, die durchscheinendsten gelblich rot. Sie sind stark pleochroitisch, in den stärksten Schnitten geht die Farbe von schwarz mit rotem Tone nach kastanienbraun oder hellbraun über, in den weniger starken von rotbraun nach gelblichbraun oder orangerot, in anderen sehr feinen von gelbbraun nach rötlichgelb oder hellrötlich. Die Mikrolithen sind anscheinend hexagonal, es erscheinen die terminalen Flächen (011), an denen ich einen Winkel von 148° 14′ beinahe wie bei einer Hornblende gemessen habe, und die Prismenflächen (110) mit sehr deutlicher Spaltbarkeit nach dem Prisma. Ferner bemerkt man eine Reihe unregelmäßiger Spalten, welche weder gerade noch parallel sind und fast senkrecht zur Achse des Prismas stehen. Die Länge solcher Kristalle geht bis 38 μ, sie sind schwach doppelbrechend, die Absorption ist ziemlich stark, $\mathfrak{c} > \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$; in einem vollständigen Kristalle war die Auslöschung auf (010) 40°; diese Eigenschaften kommen nur beim Cossyrit vor, bei dem die Auslöschung 39° beträgt. Diese Mikrolithen sind häufig teilweise angefressen und von einem glasigen Magma durchdrungen, daher von unregelmäßigem Umriß. Teilweise sind sie auch von brauner Hornblende durchdrungen und haben zuweilen Einschlüsse von Magnetit. Ferner kommen sehr häufig ganz kleine idiomorphe Mikrolithen von durchsichtigem, farblosem Zirkon vor, aber nicht innerhalb der größeren Kristalle der ersten Erstarrung, sondern in dem feldspatigen Teile der Grundmasse. Er ist sehr gut kennbar an dem hohen Relief, an dem starken Brechungsindex, an den Interferenzfarben und der zonaren Struktur, die bei 800-facher Vergrößerung gut unterscheidbar ist, und an der prismatischen Kristallform; knieförmige Zwillinge nach (101) sind sicher nachgewiesen; er besitzt zuweilen zahlreiche Einschlüsse. Bemerkenswert ist in diesem Gestein das Fehlen großer Feldspatkristalle als Einsprenglinge, es finden sich aber einige große Einschlüsse von Hornblende, die drei- bis viermal größer als die Mikrolithen sind, mit einer Auslöschung von 0°, andere von Magnetit. Unter den Feldspatleisten der Masse kommen

helle, rote, sehr durchsichtige Fetzen vor, jedoch ohne Streifung und Pleochroismus, ich halte sie deshalb eher für Hämatit als für Cossyrit; ferner kommen Dendriten von Hämatit vor, die zuweilen limonitisiert sind.

Der zersetzte Glimmertrachyt ist zusammengesetzt wie der weiß und schwarze mikrokristallinische sphäroidische Trachyt von Torre Franceschi, abgesehen von der Zersetzung und dem etwas verschiedenen Aussehen. Die Mikrolithen mit fluidaler Verteilung von Sanidin sind weniger hell an der Peripherie; die viel größeren Kristalle von Kalknatronfeldspat, ziemlich selten Oligoklas mit einer Auslöschung $+8°$ auf M mit geringer polysynthetischer Streifung, und gewöhnlich Anorthit sind noch durchsichtig oder wenig opak geworden, aber haben viel lebhaftere Interferenzfarben und irisieren längs den Spalten und an den Rändern. Der Biotit ist entfärbt, er kommt in Begleitung von Eisenhydroxyd vor und ist bisweilen in Muscowit verwandelt. Die großen Würfel von Magnetit sind oberflächlich in Limonit zersetzt. Auch der zersetzte Augit unterscheidet sich durch seine veränderten Interferenzfarben an der Peripherie und in den Rissen. Die hellgrüne Hornblende mit schwachem Pleochroismus von grüngelb nach hellgrün löscht von $+12$ bis $+15°$ aus. Die Mächtigkeit dieser Breccien dürfte einige 30 m sein.

11. Es folgt die zweite kleine Bank von Piperno.

12. Oberhalb dieser Schichten bemerkt man in einigen Steinbrüchen von Pianura und nach Deecke, der ein Profil dieser Gegend gibt, wenn man von Soccavo nach Camaldoli heruntersteigt, ungefähr auf 5 m schwarze Schlacken von Piperno, die mehr oder weniger isoliert im gelben Tuff vorkommen, in dem sie schnell verschwinden.

Im Tale Verdolino unter den Camaldolilli (Fig. 48 auf S. 107) weicht die Reihe der Bänke 9—12 etwas ab und wird auf 14 bis 16½ m nur auf Piperno reduziert mit wenigen Varietäten. Die Reihenfolge der Bänke, wenn man von den ältesten sichtbaren Schichten anfängt, ist:

9a) Kompakter Piperno, in dem Steinbrüche nur auf der rechten Seite des Baches angelegt wurden; er kommt auf der linken nicht vor: 6 m.

9b) Leicht zerteilbarer Piperno mit eckigen Bruchstücken: 1 m.

9c) Schichten, welche aus kleinen Bruchstücken von schwarzen Schlacken des Piperno bestehen, eingemischt in ziemlich feinen grauen Tuff, deutlich zu sehen auf der linken Seite des Baches: 1—2 m.

9d) Grobe eckige Fragmente von schwarzen Schlacken des Piperno, die hin und wieder im Tuff vorkommen: 2 m.

9e) Kompakter Piperno: 1—1½ m.

10, 11) Bruchstücke von schwarzen Schlacken des Piperno, mit den gewöhnlichen Eigenschaften der Flammen, mit feldspatischen Sphärolithen, mit zahlreichen Mikrolithen von Magnetiten, die selbst strahlenförmig angeordnet sind, mit wenigen Augitmikrolithen, groben Einsprenglingen von Sanidin, von Labradorit mit einer Auslöschung von $-17°$ auf (010) und von Magnetit. An diesen Bruchstücken sieht man auf der denudierten Oberfläche deutlich den Charakter der Schlacken, mit zahlreichen Fragmenten anderer Gesteine, wie in der darüberfolgenden Museumsbreccie, die aber weniger häufig als die schwarzen Schlacken des Piperno sind. Das Ganze ist von Asche oder hellgrauem Tuff eingehüllt. Unten sind die schwarzen Schlacken deutlich fluidalen Charakters, gröber und zahlreicher, aber immer noch gemischt mit Fragmenten von grauem Trachyt, ähnlich dem, den wir in Neapel im Corso Vittorio Emanuele sehen werden: 4 m. Dies ist, wenn auch ziemlich reduziert, ein Äquivalent für die untere Museumsbreccie von Camaldoli.

12) Tuffe mit geröteten, ziemlich zersetzten Bimssteinen;

13) Nimmt man die Reihe von Soccavo bis Camaldoli wieder auf (vgl. Fig. 47 auf S. 107), so kommt man von 200 m aufwärts auf sehr deutlich geschichteten gelben Tuff. der zunächst zahlreiche Bruchstücke von Trachyt besitzt, dann dieselben verschiedenen Auswürflinge wie Nr. 10. Dies ist der wahre Typus des Gesteins, welches Johnston-Lavis Museumsbreccie nannte. In den porösen Trachyten fand er Kristalle von Fluorit. Einige Fragmente erreichen ein Volumen von 1 cbm. Im oberen Teile gehen sie herunter bis zur Größe einer Nuß, sie sind bisweilen in einem violetten Tuff[1]) eingeschlossen und haben eine Mächtigkeit von etwa 50 m.

Im Vallone Verdolino ist die Breccie, die auf beiden Seiten des Baches mit einer Mächtigkeit von 40 m zum Vorschein kommt, rötlich, und die Gesteine, die darin enthalten sind, sind von sehr verschiedener Größe. Es herrschen aber die kleinen Bruchstücke vor. Sie sind sämtlich zersetzt und hauptsächlich dunkler Sanidintrachyt mit Cossyrit, ferner grauer Trachyt, ähnlich demjenigen von Palombara; Trachyt schwarz wie Piperno; schwarzer, selten grauer Obsidian; sanidinhaltige, zersetzte und gelblichrot gewordene Bimssteine; geröteter gelber Tuff und vielleicht auch grauer Triaskalk, nach einem Stücke zu urteilen, das oberflächlich etwas zersetzt war, und das ich auf der Erde sah; einige wenige Bruchstücke scheinen Spuren von Abrollung zu zeigen.

Der Cossyrit-Trachyt ist etwas von dem der Breccie Nr. 10 verschieden, welche bei Soccavo zwischen den beiden Bänken des Piperno liegt, und zwar durch die großen Feldspatkristalle erster Erstarrung, besonders durch die des Plagioklases. Die Grundmasse ist hell und durchscheinend, selten glasig, mit reichlichem Filz von Blättchen und tafelförmigen Mikrolithen von Sanidin. Einige etwas größere Kristalle mit prismatischem Habitus löschen auf (010) von —2,30 bis —22° aus: es gibt also eine Reihe vom Oligoklas bis zum Labradorit. Auch kommen Mikrolithen von gelbbraunem und grünlichem Augit vor, die etwas größer sind als diejenigen von Sanidin, selten sind die von Magnetit, sehr häufig die von Cossyrit in kleinen roten Prismen, welche höchstens Dimensionen von $7\,\mu \times 5\,\mu$ haben und zuweilen um die Einsprenglinge von Augit und Magnetit angehäuft sind, bisweilen aber auch fluidale Verteilung besitzen. Sie sind also opak, wenn sie nicht sehr dünn sind, von rubinroter Farbe, wenn sie durchscheinend sind, stark pleochroitisch von rotbraun nach rötlichbraun, mit kräftiger Absorption des ordinären Strahles. Zwillingsbildung nicht selten nach (010) mit dem Habitus von Hornblende: die Spaltbarkeit nach (110) ist oft vorhanden; die Auslöschung auf den Flächen des Prismas (010) beträgt 33° 22′—37° 30′. Die Feldspateinschlüsse sind sehr mannigfaltig, es überwiegen aber die sauren Feldspate. Häufig sind Kristalle von Sanidin unregelmäßig, selten mikroperthitisch, verwachsen mit solchen von Plagioklas und besonders, wie es scheint, von Labradorit. Es sind reichlich Kristalle vorhanden, die man dem Anorthit nach der Auslöschung von —31° 30′ oder —32° auf (001) zurechnen möchte; aber häufig haben sie einen breiten unregelmäßigen und ganz scharf begrenzten Rand von Sanidin. Einige große Kristalle löschen auf (010) mit einem Winkel von 3° 45′ aus und sind wohl dem Anorthoklas zuzuschreiben. Häufig sind Einsprenglinge von typischem Augit, der oft Zwillingsform besitzt, selten solche von Magnetit.

Während diese Breccie, wie ich schon sagte, mit derjenigen von Nr. 10 identisch ist, sind beide wieder ziemlich verschieden von den unterhalb befindlichen Nr. 3 und 5 von der Torre Franceschi; es fehlen ihnen nämlich die gleichaltrigen Schlacken und fast die Bimssteine, und die mikrokristallinischen Trachyte kommen selten vor; sie besitzen dagegen reichlich grauen Trachyt, und außerdem unterscheiden sie sich durch die Dimensionen

[1]) Johnston-Lavis e Flores. Notizie sui depositi di Pianura 1896, S. 114.

der Bestandteile. Die Explosionen, welche die Bänke 10 und 13 bildeten, kamen aus verschiedenen Tiefen, wahrscheinlich aus größeren und aus anderen Gegenden als diejenigen, welche vorangingen, und waren auch wohl viel kräftiger.

14) Gelber, ca 20 m mächtiger Tuff, der jedoch zwischen No. 13 und 15 bei den Camaldolilli fehlt.

15) Es folgen nun Bänke von Puzzolan, die pisolithisch sind, dann solche mit Bimsstein, darauf eine noch einmal so mächtige Bank mit zahlreichen hellen Bimssteinen und mit Trachytfragmenten zusammen mit Puzzolan. Dies ist ein Komplex von hellrötlichen, grauen oder aschgrauen Tuffen mit Feldspaten, die meist Plagioklas sind, aber nicht häufig vorkommen, und anderen fragmentaren Elementen, die ungefähr so groß sind wie ein Pfefferkorn, und mit sehr kleinen, bisweilen gut begrenzten Mikrolithen von Augit, die in noch kleineren und miteinander zementierten Bruchstückchen liegen, die eine Masse von hellen, opaken, kaolinisierten Stäubchen bilden. Dieser Tuff ist sehr zersetzt, mehr als der von Torre Franceschi, aber er ist kompakter als der höher gelegene, den wir bald erwähnen werden, und bildet einen deutlichen Horizont inmitten des gelben Tuffes von oberhalb Pianura bis zu den Camaldolilli. Er ist wenigstens 50 m mächtig unterhalb Camaldoli und 10 m unterhalb Camaldolilli. Nur bei Camaldolilli bemerkt man darüber

16) eine Linse von schwarzen fragmentaren Schlacken in dem hellgrauen Tuff.

17) Es folgt nun diskordant bei Camaldolilli, konkordant bei Camaldoli ein an erstgenanntem Orte ca 130 m, an letztgenanntem 70 m mächtiger gelber Tuff, der unter 25° nach NW bei Camaldoli, nach SO bei Camaldolilli einfällt. Er enthält besonders in den unteren Teilen nach Soccavo zu

a) zahlreiche schwarze sanidinhaltige Schlacken, Obsidiane, hellen, grauen und schwarzen Bimsstein in Stücken von verschiedener Größe;

b) rötlichen, kompakten, phonolithoiden Leucittephrit mit Olivin. Er enthält eine teilweise glasige, durchscheinende Grundmasse, Mikrolithen von Sanidin in fluidaler Verteilung, ferner zuweilen etwas verlängerte, oft verzwillingte Mikrolithen von Labradorit und seltener von Anorthit, weiter solche von Magnetit, der manchmal in Hämatit umgewandelt ist, endlich von grünem Augit. Unter den Einsprenglingen kommt Olivin, bisweilen in Begleitung von Magnetit, vor; er ist grün, unregelmäßig zersprungen mit rauher Oberfläche, starkem Relief und schwachem Pleochroismus. Anorthit kommt selten vor, Leucit dagegen reichlich in idiomorphen beinahe ganz durchsichtigen Kristallen, mit Glaseinschlüssen und mit Apatit, der in peripherischen Zonen verteilt ist, endlich Augit;

c) Fragmente von schwarzem Trachyt, ähnlich den Flammen des Piperno mit einer reichlich glasigen, hellen, durchscheinenden, fluidalen Grundmasse, mit zahlreichen Nadeln und Blättchen von Sanidin, die stellenweise unvollkommene Sphärolithe bilden, mit braunen Flecken, infolge der beträchtlichen Menge von Magnetitkörnern. Darin befinden sich große Kalknatronfeldspatkristalle eingeschlossen, bisweilen mit undulöser Auslöschung und mit korrodierten Rändern. Manche Kristalle haben dieselbe Auslöschung wie der Bytownit, einige die von Andesin (— 5° 0′ bis — 5° 30′ auf [010]), die meisten die von Labradorit; sehr selten kommt Biotit vor;

d) grauen Trachyt, ähnlich dem von Palombara, Kap Miseno und M. Nuovo, in Bruchstücken bis zu 4 dm im Durchmesser;

e) brecciöses, weißes oder gelbes Gestein, das wie zersetzter Tuff aussieht, aber kompakt ist, mit teilweise veränderter, daher etwas opak und weiß gewordener reichlicher glasiger Basis, mit eckigen opaken und durchscheinenden Flecken von Limonit und Hämatit, mit kleinen Bruchstückchen von mehr oder weniger zersetztem Bims-

stein mit reichlichen Biotiten, von Anorthit mit Glaseinschlüssen, von Sanidin häufig in Zwillingen nach dem Bavenoer Gesetz, der auch mit zonarer Struktur und oft den Anorthit umgebend, auch häufig mit undulöser Auslöschung vorkommt und sehr selten Zirkon und einige Mikrolithen von Apatit einschließt;

f) grünen Tuff, meist in kleinen Bruchstücken.

Bei Camaldolilli habe ich Fragmente eines Trachyts gefunden, der den Flammen des Piperno oder den Schlacken von Palombara ähnlich und zersetzt ist, wahrscheinlich aber nicht durch Solfatarentätigkeit, weil im Gegensatz zu den Verhältnissen in den Solfataren der Sanidin weniger zersetzt ist als die Plagioklase. Die Bruchstücke sind gleichförmig körnig, weiß mit zahlreichen roten Flecken durch Eisenhydroxyd. Unter dem Mikroskop bemerkt man eine weiße durchscheinende Masse, die im polarisierten Licht aus Sphäroiden von Sanidin besteht mit dunklen Kreuzen, deren Arme den Nicolhauptschnitten parallel laufen und in jeder Lage unverändert bleiben. Diese Sphäroide bestehen aus Bündeln von stabförmigen Kriställchen, die nach der größeren Achse des Sphäroids verlängert sind. Geht der Schnitt in dieser Richtung, dann sieht man nur die stabförmigen Kriställchen, die parallel sind oder nur wenig in der Richtung abweichen und unter 0° auslöschen. Die Bündel gruppieren sich um ein Zentrum, welches ziemlich der größten Achse des Sphäroids entspricht. Hat man einen Schnitt senkrecht zu dieser Achse, so beobachtet man die Auslöschung mit schwarzem Kreuz. Diese Sphäroide sind unverändert in dem Gestein, wenn auch die Zersetzung der Plagioklase schon vorgeschritten ist. Sie sind voneinander getrennt durch ein unregelmäßiges Netzwerk und durch einen weißen oder gelblichweißen opaken Nebel von Kaolin, der der glasigen Masse entspricht, teilweise den Plagioklasen, von deren polysynthetischer Streifung man noch Spuren gewahr wird, und den Rückständen von Sodalith, weil quadratische Querschnitte vorkommen. Bei starker Vergrößerung sieht man den Kaolin an verschiedenen Punkten aus kristallinischen, schwach doppelbrechenden Blättchen zusammengesetzt. Außerdem finden sich noch einige Pünktchen von unverändertem Magnetit vor, häufiger aber ist der Limonit; Pyroxen habe ich nicht gesehen.

Im gelben Tuff finden sich vertikale, unregelmäßige, mehr oder weniger ausgedehnte Adern, die von derselben Masse, aber kompakter sind, die eine Mächtigkeit von 1 cm bis fast 1 m besitzen. Sie ähneln den Septarien, oder besser den Konzentrationen, die durch Wasser im Bereich von Spalten entstanden sind. Morley analysierte den gewöhnlichen Tuff und die kompakteren Adern und fand, daß diese sich kaum durch eine größere Menge von Eisen und Alkalien[1]) unterscheiden.

Der gelbe Tuff bildet den ganzen oberen Teil des Hügels[2]) bis nach Camaldoli und tritt dann wieder auf der Nordseite in Löchern und in den tieferen Hohlwegen unter dem grauen Tuff auf, z. B. in dem Tale zwischen den Camaldolilli und Camasco, zwischen Camasco und Lopa, in den benachbarten Hohlwegen, z. B. unterhalb Caccavone und wenig weiter aufwärts, auch in Stellen an der Oberfläche von wenigen Quadratmetern. Die östlichste Stelle, die zu dieser Zone gehört, befindet sich nahe bei Archetiello.

18) Alles bedeckt der sich nördlich bis zur Ebene ausdehnende graue Tuff mit hellen oder dunkelgrauen Puzzolanen, grauen und weißen Bimssteinen in einer Mächtigkeit von mindestens 60 m. Hier und da kommen unten, unter den Camaldolilli, einige seltene schwarze Schlacken vor. Die Bimssteine von der Größe einer Nuß sind oben in regelmäßigen Bänken aufgehäuft, z. B. bei den Camaldolilli. Oft liegen grauer und gelber Tuff augen-

[1]) Günther, The Phlegr. Fields, S. 478.

[2]) W. Deecke, Zur Geologie von Unteritalien. (Neues Jahrbuch 1891. Bd. II, S. 327, Fig. 10.)

-lanzen derselben Tuffschichten auch häufig sind, z. B.
-hen Camaldoli und Camasco. Meist aber schmiegte
Bodenformen an. Der graue
-n das Innere der Becken
Korrosion der höheren
-elben Tuffes her,
-dliche Masse,
des gelben



Fig. 58. Östlich von Camaldolilli. 1. gelber Tuff; 2. grauer Tuff mit Bimssteinen.

-ntlich abgebrochen sieht,
-t der graue Tuff ein-
-n herunter gefallen.
gelbe Tuff dieser
herrührten, indem
-ber die Reihenfolge
-enen Bänke unterhalb
unabhängigen Kratern,
-r hervorgekommen sind.
-iden Becken von Pianura
-raters besitzen, auf allen
-einer Weise der aus gelbem
-n Schmitzen von grauem Tuff,
-er sich im SW findet, gehören
-nfolgedessen können wir in dem
sehen, welcher sich nach S aus-
-W gelegen ist, wenigstens nach der
-änke darbieten, welche die Oberfläche
-no abgelagert wurde. Die Schlacken-
-ltesten der Phlegräischen Felder gehören,
-nan kann nicht behaupten, daß sie aus
-ener hervorkam; vielmehr würde die ver-
-eiten, direkt das Gegenteil beweisen.
-nannten Bänke angehören, kann das Werk von
-rkungen des Meeres sein, wie die meisten Autoren
Resten des Kraters vom M. di Procida sieht. Aber
-r Schichten am Fuße der Abstürze kennt man nicht,
-s Meer die Zerstörung begonnen hat, diese seit langer
-nosphärischer Ursachen erfolgt sein muß. In der Tat
-t zerreibliche Gesteine schnell zerstört und rasch ver-
-n M. di Procida sieht, nicht die Bildung und Erhaltung
und ebensowenig die Anhäufung der zahlreichen Bergstürze
Anwesenheit beweist, daß sie und der anliegende Teil des
-n Lande bildeten und fortfuhren sich zu bilden, solange der
Neigung besaß.
-elcher sich der gelbe Tuff an dem Hügel befindet, rührt nicht
-nen Höhe des Kraters her, welcher ihn auswarf, sondern von den
-gen, welche der vulkanischen Tätigkeit folgten, wie bei dem Aus-
-o in der umliegenden Ebene, bei dem Untertauchen der Säulen der
-s bei Pozzuoli und bei der Erhebung der Mergel des M. Dolce.

Deecke[1]) glaubt, daß die Öffnungen, aus denen der Piperno und die Auswürflinge von Pianura und Soccavo kamen, dieselben seien, welche alle Tuffe der Phlegräischen Felder bildeten. Um zu zeigen, daß diese Ansicht nicht wahrscheinlich ist, genügt es, zu bemerken, daß sich die Tuffe schon größtenteils vor dem Piperno gebildet haben und vor der Explosion der Auswürflinge, und daß verschiedene andere vulkanische Explosionen die Materien zurückgeworfen haben, welche später den gelben Tuff bildeten. Johnston-Lavis[2]) hält den Vergleich der Breccien von Pianura und Soccavo mit denjenigen des Rione Amedeo von Neapel aufrecht, ferner den Ausbruch der Piperno mit den Breccien, welche sich am Fuße des M. di Procida befinden. Die genannten Breccien können gleichaltrig sein, aber topographisch befinden sie sich in beträchtlicher Entfernung und stratigraphisch scheint keine Beziehung zwischen ihnen obzuwalten.

Der Piperno und die Breccien von Neapel.

Nach Johnston-Lavis und anderen findet sich eine Fortsetzung oder wenigstens eine beschränkte Wiederholung der Pipernobänke von Pianura und Soccavo in dem Piperno, der in Neapel an einigen Punkten in dem Hügel von S. Elmo und Vomero vorkommt, der hauptsächlich von gelbem Tuff gebildet wird und, da er durch eine große Synklinale von grauem Tuff getrennt ist sowohl von dem Hügel von Capodimonte wie von demjenigen des Posillipo, ganz gut den Rest eines unabhängigen Kraters darstellen könnte. Beginnen wir mit der Beschreibung des nordöstlichen Zuges. An den äußeren Abhängen des Berges von S. Elmo, östlich von Montesanto, sieht man nur gelben Tuff, dessen unterer Teil von Häusern verdeckt ist. Bei der Station Montesanto befindet sich am Eingang des Tunnels der cumanischen Eisenbahn gelber Tuff mit Stücken von grauem Bimsstein und von grünen Tuffen, die etwa nußgroß oder kleiner sind. Geht man längs der Drahtseilbahn aufwärts, so sieht man unter dem Corso nur gelben Tuff ohne große fremde Bruchstücke, dessen Bänke wenigstens unterhalb der Salita Gradini unter 15 Grad nach OSO einzufallen scheinen. Im Tunnel unter dem Corso Vittorio Emanuele, durch welchen die Drahtseilbahn von Montesanto geht, gibt Johnston-Lavis[3]), indem er von unten anfängt, folgende Schichten an, deren Mächtigkeit jedoch übertrieben zu sein scheint, da der Tunel die Bänke mit einer Neigung durchbricht, die nicht viel größer ist als ihre natürliche Neigung.

1. Brauner Puzzolan, zuweilen mit feinem weißlichen Bimsstein, bedeckt von einer Schicht von kleinen Lapilli von weißem Bimsstein; 4 m.

2. Diesem ähnlicher Bimsstein mit feinen Lagen von rötlichem oder gelblichbraunem Puzzolan; 4 m.

3. Weißgrauer Bimsstein in mehr als 1 dm großen Stücken, oben von rötlicher Farbe; 0,80 m.

4. Schwarze Aschen; 0,70 m.

5. Grauer pipernoider Tuff nach unten zu auf 30 cm rot, mit kleinen Stückchen Piperno mit Marialith; 4,50 m.

6. Grobe Breccie von rotem Bimsstein, mit Stücken von glasigem Piperno, Sodalithtrachyt, basischem, blasigem Gestein von lebhaft rötlicher Farbe, pyroxenhaltiger Lava, Tuffen verschiedener Art, schwarzem Obsidian; 2,5 m. Vielleicht entsprechen dieser Bank und der vorhergehenden einige kleine, aus Fragmenten bestehende Linsen, welche ich in dem gelben Tuff 150 m nördlich von der Drahtseilbahn ungefähr 40 m unterhalb des Corso gesehen habe.

[1]) Deecke, Zur Geologie von Unteritalien. S. 328.

[2]) Report of the Comm. 1888.

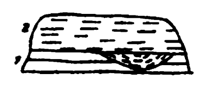
[3]) H. Johnston-Lavis, Report of the Committee appointed for the investigation of the volcanic plenomena of Vesuvius and its neighbourhood. London 1888.

7. Gelber Tuff. In dem Vico dei Monti sind einige alte sehr hohe Steinbrüche vorhanden, und dort habe ich beim Aufstieg nach S. Elmo einige wenige Stücke von Piperno, ungefähr in der Größe eines Apfels, beobachtet. Die Bänke fallen dort nach NO bis mit 20° ein, im übrigen sind sie wie immer sehr unregelmäßig.

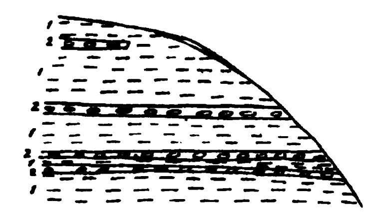
8. Grauer Tuff von S. Elmo, der alles bedeckt und sich längs des Abhanges nach Neapel zu ausdehnt. Er enthält in regelmäßigen Bänken, aber unregelmäßig verteilte und daher subaerisch abgelagerte kleine Bimssteine und graue Obsidane, von der Größe eines kleines Apfels.

Es ist wahrscheinlich, daß die Breccien Nr. 5 u. 6 in der Verlängerung der Trachytbank liegen, welche 485,5 m vom Eingang von Montesanto im Tunnel für die cumanische Eisenbahn angetroffen wurde; von ihr werden wir später reden.

Wenn man längs des Corso Vittorio Emanuele nach S und dann nach W geht, so trifft man unter dem Kloster Santa Lucia in dem gelben Tuff Fragmente von Bimsstein, von rötlichen, ziemlich blasigen Schlacken, von schwarzem Trachyt mit Sanidin an, der demjenigen des Piperno ähnlich ist und Hohlräume mit einem Durchmesser von mehr als 1 dm besitzt, mit vielen kleinen Bimssteinen, die durch Zersetzung dunkelgelb geworden sind. Daraus könnte man auf ein Äquivalent der Breccie Nr. 6 schließen, die über dem Piperno und den pipernoiden Tuffen Nr. 5 bei der Drahtseilbahn von Montesanto liegt. Etwas westlich von der Salita del Petraio sind die Fragmente kleiner, aber zusammengedrängter und unregelmäßiger verteilt. Bis zum Hotel Bristol kommen die Breccien nicht vor, und der gleichmäßige gelbe Tuff ist deutlich geschichtet, mit wenigen kleinen Auswürflingen, fast horizontal, nur teilweise 15° gegen NO unter die Gefängnisse von St. Maria Apparente geneigt. Beim Hotel Bristol fanden sich beim Bau des Fundaments im gelben Tuff Massen von Piperno bis zu 5 cbm[1]). Weiter nach W fand man ihn in dem Rione Amedeo »nel cavarsi il traforo del collettore delle pluviali presso la Piazza Amedeo, sotto il Corso Vittorio Emanuele«[2]) in geringer Entfernung von dem Eingang ungefähr auf 30 m[3]). Er wurde gefunden »in grossi blocchi isolati incastonati nel tufo giallo«, über ausgedehnten Massen plastischen Tones mit marinen Fossilien (Johnston-Lavis). Etwas oberhalb im Einschnitt der Drahtseilbahn Chiaia-Vomero erscheint der Piperno unterhalb des Corso »in Stücken« wie Freda sagt, wie beim Hotel Bristol und im Regensammelkanal (collettore). Da die Schichten eine sehr unbedeutende Synklinale bilden, so hat der Einschnitt der Drahtseilbahn den Piperno ungefähr in dem tiefsten Punkt der Kurve angeschnitten unterhalb des Corso Vittorio Emanuele zwischen diesem und dem Park Margherita in Chiaia (Freda).



Prof. 51. Nördlich von Sant' Elmo. Grauer Tuff (2) eine Höhlung im gelben Tuffe (1) ausfüllend.



Prof. 52. Bei Sant' Elmo in der Nähe der Drahtseilbahn von Montesanto. 1. Grauer Tuff; 2. Bimssteine und Obsidiane.

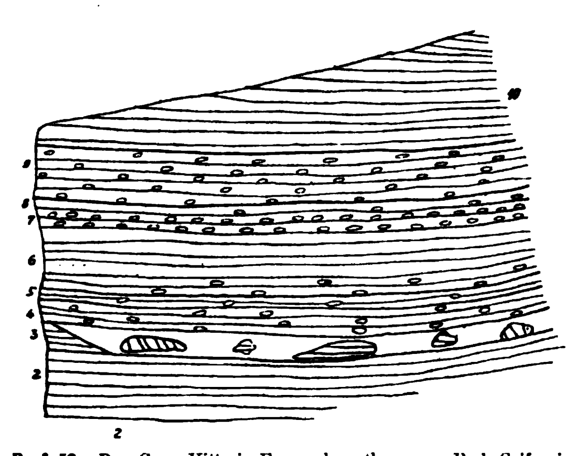
Dieser Piperno wird von gelbem Tuff bedeckt, der seine Farbe hauptsächlich gelbem Bimsstein verdankt und in einigen sehr frischen Einschnitten oberhalb des Corso längs der Drahtseilbahn im September 1897 in einer Höhe von 9—10 m wiederholt 2—3 dm mächtige Schichten von hellem Bimsstein und wenige Zentimeter mächtige und einige Dezimeter lange Linsen oder Knoten von Breccien enthielt aus eckigen Bruchstücken von ziemlich zersetztem Trachyt, dann von glasigen Schlacken mit zuweilen unvollkommen

[1]) G. Freda, Sulla composizione del Piperno trovato nella collina del Vomero e sull' origine probabile di questa roccia. (Rend. Acc. di sc. fis. e mat. Ser. 2a, Vol. II, 1888, S. 178.)

[2]) Dell' Erba, Cons. sulla genesi del Piperno 1892, S. 13.

[3]) G. Freda, Sulle masse trachitiche rinvenute nei recenti trafori delle colline di Napoli. (Rend. R. Acc. di sc. fis. e mat. Napoli 1889, S. 42.)

sphäroidalen Mikrolithen von Sanidin und von Magnetit; von glasigen, ziemlich zersetzten opaken Schlacken; von hellem oder gelblichem, opakem und ziemlich kaolinisiertem Bimsstein; ferner enthielt der gelbe Tuff isolierte Stücke von Trachyt und Bimsstein, die ein wenig größer waren als eine Faust. Die Bimssteine sind häufig mit einer Hülle bedeckt, die durch Zersetzung hervorgebracht ist, und, wenn die innere Masse der Bimssteine verschwunden ist, pisolithische Tuffe bildet. Auch andere Fragmente sind bisweilen mit einem weißlichen Überzug bedeckt, der aus weißlichen, durch einen hohen Auslöschungswinkel ausgezeichneten Kristallen besteht, die zu kleinen Kugeln gruppiert sind; diese Kristalle finden sich auch im Tuff isoliert nahe an der Oberfläche der Bruchstücke. Der feine Teil des Tuffes besteht aus Fragmenten derselben obengenannten Materialien und aus Sanidin, Plagioklasen (Labradorit, Anorthit u. a.), zuweilen in Bruchstücken von groben Kristallen, aus winzigen Bruchstücken von Kristallen von Augit, Hornblende, Biotit, Magnetit, seltener von Olivin, in einer punktierten Masse von opaken, braunen, glasigen Substanzen.



Prof. 53. Den Corso Vittorio Emanuele entlang vom Park Grifeo im W bis zur Drahtseilbahn im O. 1:400.

2. Feiner gelblicher Tuff; 3. Pipernolinsen; 4. gelber Tuff mit Bimssteinen, Schlacken und Trachyten; 5. roter Tuff aus den gleichen Bestandteilen; 6. gelber Tuff mit Bimssteinen; 7. gelber Tuff; 8. Breccie von Bimssteinen und Schlacken; 9. gelber, feingeschichteter Tuff; 10. gelber kompakter Tuff.

Die Tuff- und Pipernobänke kommen, wenn man sich von der Drahtseilbahn längs des Corso nach W wendet, ungefähr 150 m entfernt wenige Schritte von dem Eingang in den Park Grifeo wieder vor. Dort kommt der Piperno, der schon von Guiscardi[1]) unter der Mauer des Gartens der Villa Ruffo und von Johnston-Lavis[2]) bemerkt wurde, oberhalb des Corsoniveaus vor, und im April 1897 habe ich dort ein sehr gutes Profil gesehen. Wenn wir mit den unteren Schichten unterhalb des Corso beginnen, so sieht man:

1. Gelben Tuff, der unter dem Corso unregelmäßig von grauem Tuff bedeckt wird, bis ungefähr 35 m ü. d. M.

2. Gelblichen, sehr feinen, doch ziemlich kompakten Tuff, leicht zusammengebacken, 3 m. Er besteht aus sehr feinen, eckigen Bruchstücken von Bimssteinen, glasigem Trachyt mit oder ohne Sphärolithen, von Plagioklas, der durch Zersetzung opak geworden ist, Augit, Biotit, er enthält aber weder Magnetit noch Limonitflecken. Alles das steckt in einer zu allerfeinstem Staube zerstückelten glasigen Masse mit sehr kleinen braunrötlichen Flecken, die infolge vorgeschrittener Kaolinisierung opak geworden ist.

3. Linsen von gewöhnlichem Piperno, mit kleinen, breitgequetschten, blasigen, schwarzen, dunkelblauen oder grauen Flammen oder Schlacken in hellgrauer Tuffmasse mit ziemlich seltenen, kleinen, eckigen Bruchstücken von kompaktem Trachyt, von Bimsstein und von anderen Gesteinen und von Sanidin. Unter dem Mikroskop zeigen die Flammen die gewöhnlichen Sanidinsphärolithe. In einigen Proben liegen die Sphärolithe in einem dichten Netz von Maschen, die glasig, schwarz oder braun und reich an Körnchen oder sehr winzigen Oktaedern von Magnetit im ersten Fall, von Limonit im anderen Fall und zuweilen etwas durchscheinend sind. Von dem Maschenwerk ragen die größeren oder kleineren Sphärolithe wie Fransen in die leeren Poren hinein; die Sphärolithe können auch die ganze

[1]) G. Guiscardi, Il Piperno. (Rend. R. Acc. di sc. fis. e mat. Napoli, Agosto 1867.)
[2]) Johnston-Lavis, Report of the Committee. London 1888.

Breite der Maschen einnehmen. Die Sphärolithe mit schwarzem Kreuz finden sich auch in den dunklen Maschen, wo die Körner von Magnetit und Limonit an der Gruppierung teilnehmen. Die bald häufigen, bald seltneren Einsprenglinge sind Augit und Magnetit und große Kristalle von Feldspat; in einigen Exemplaren habe ich nur Anorthit gesehen, in anderen überwiegt Sanidin, selten ist Bytownit mit zonarer Struktur, einer Auslöschung von — 33° auf (010) und manchmal in mikroperthitischer Verwachsung mit Sanidin. Andere Exemplare zeigen neben Sanidin und vielleicht Anorthoklas, der auf (010) bei + 6° und + 7° auslöscht, Labradorit, welcher auf (010) bei — 16° auslöscht. Die hellen Partien tragen den Charakter eines wirklichen Tuffes von sehr glasiger Masse, welche zum größten Teile durch die gewöhnlichen Zersetzungen auf wässerigem Wege braun und opak geworden ist und braune Pünktchen und Opacite von Limonit besitzt. Selten bemerkt man darin Bruchstücke von Kristallen und noch unversehrte, vielleicht durch Neubildung entstandene Kristalle von Feldspaten und Pyroxenen. Unter den ersteren findet sich Anorthit in Zwillingen nach dem Bavenoer Gesetz, seltener Bytownit mit einem Auslöschungswinkel von — 27° 20′ auf (010) und — 17° auf (001), sehr selten ist Oligoklas mit seltenen Einschlüssen von Apatit. Dagegen ist Sanidin sowohl in Einsprenglingen als in Mikrolithen häufig, mit einer Auslöschung von + 5° auf (010) und 0° auf (001). Die vollständigen Kristalle dieser Feldspate sind zuweilen zonar gebaut, aber alle Zonen haben dieselbe Zusammensetzung; sie enthalten keine, sonst so häufigen Glaseinschlüsse, woraus man auf eine Neubildung an Ort und Stelle durch andere als endogene Ursachen schließen könnte. Die Klarheit der in dem helleren Teile des Piperno eingeschlossenen Feldspate wurde schon von Dell' Erba bemerkt. Ferner finden sich teilweise zerbrochene Kristalle von Augit mit Magnetit, von denen man annehmen kann, daß sie Fragmente früherer Materialien sind, andere unversehrte, dunkelgrüne, mit Interferenzfarben in zonarer Anordnung, welche von der Schiefheit des Schnittes des Kristalles abhängt. Selten kommt grüne Hornblende vor, häufig sind Stäubchen von Magnetit. Unter den von den Flammen verschiedenen Bestandteilen, die in dem helleren Teile des Piperno eingeschlossen sind, kommen in sehr geringer Menge kleine Bruchstücke eines teilweise glasigen, hellen Trachytes vor, mit Mikrolithen von Sanidin, Augit, Magnetit oder glasigen, dunklen opaken Trachytes mit wenig Mikrolithen von Sanidin und mit Einsprenglingen von Sanidin, Kalknatronfeldspat, Biotit, Augit, der fast immer von Magnetit begleitet ist.

Der Piperno kommt in 1 m mächtigen Linsen vor, die nicht zusammenhängen, vielmehr unregelmäßig verteilt und aus ihrer ursprünglichen Lagerung gebracht sind, so daß zwar stellenweise die Fluidalität des Piperno den Bänken parallel geht, stellenweise steht aber die Fluidalität der groben, eckigen Fragmente vertikal zum Horizont: diese sind daher disloziert. Die Mächtigkeit des Horizonts Nr. 3 ist 1 m. Die Grenze mit dem vorhergehenden Tuff Nr. 2 ist deutlich, aber auf einige Zentimeter findet sich eine Anhäufung von eckigen Fragmenten desselben Tuffes.

4. Gelber Tuff, mit gelben, nußgroßen Bimssteinen und mit unregelmäßigen Stückchen von schwarzem Trachyt, der den Flammen des Piperno ähnlich ist, und von schlackigem, glimmerhaltigem Trachyt; 1 m. Dieser glimmerhaltige Trachyt unterscheidet sich durch das vielleicht zufällige Fehlen von Augit von dem gewöhnlichen phlegräischen Trachyt; er hat eine dunkelbraune Farbe und ist etwas porös. Die Grundmasse ist glasig, braun durch eingestreute Opacite von Limonit, mit zahlreichen Bündeln, Mikrolithen und eingesprengten kleinsten Kristallen von Sanidin, mit Mikrolithen und großen Körnern von Magnetit, Einsprenglingen von Biotit und zahlreichen Kristallen von großen Dimensionen, die überwiegend Labradorit sind und zuweilen Anorthit in Zwillingskristallen, besonders nach dem Albit- und dem Karlsbader Gesetz, häufig von zonarer Struktur mit saurern Kalknatronzonen und nicht selten mit einer Umhüllung von Sanidin.

5. Roter Tuff, sehr feinkörnig, gleichmäßig, fast tonig, in Dünnschliffen hell gelbgrau, opak durch Kaolinisation, mit groben Körnern und Fragmenten der oben genannten Bestandteile und von Trachyten, welche ursprünglich eine fluidale Struktur hatten, aber nun sämtlich kaolinisiert sind, von opak gewordenem Sanidin, von verschiedenen Plagioklasen und Magnetit, der aber nicht zersetzt ist, vielleicht infolge der tonigen, wasserundurchlässigen Natur des Gesteins. Diese Fragmente finden sich alle in einem sehr feinen Staub, der manchmal hell, manchmal dunkel ist; 0,60 m.

6. Gelber Tuff mit Bimsstein; 0,70 m.

7. Gelber Tuff; 2,50 m.

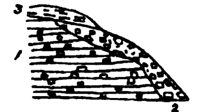
8. Tuff, der aus Fragmenten von Schlacken und Bimsstein besteht; 0,90 m. Diese Schicht und die Nr. 4—7 entsprechen den Tuffen mit Bimssteinen, welche etwas mehr nach O vorkommen.

9. Gelber, fein geschichteter Tuff mit kleinen Fragmenten; 3 m.

10. Eine Masse von kompaktem gelbem Tuff, mit den gewöhnlichen Fragmenten von Bimsstein, Obsidian und schwarzem Trachyt. In diesem Tuff finden sich der Tunnel der Drahtseilbahn vom Corso nach dem Vomero hinauf und die beiden Schächte zwischen dem Tunnel und der Oberfläche. Weder beim Bau derselben noch an der Oberfläche traf man auf irgend ein anderes Gestein. Mitten in dem Tuff sieht man Bänke von kompaktem hellem Tuff, welche die Analogie dieser Erdschichten mit denjenigen von Soccavo und Camaldoli vermehren. In ihm findet man hier und da kleine Fragmente von grünem Tuff des Epomeo auf Ischia, und westlich von S. Elmo fand ich ein kleines Bruchstück von mikrokristallinischen weiß und schwarzem Trachyt, das demjenigen des Averno und der Torre Franceschi ähnlich war. De Luca fand ein Stück eines Baumstammes (Pinus)[1]).

11. Aufgelockerter grauer Tuff des Vomero und der umliegenden Hügel. Unter den Bruchstücken, welche sich in ihm befinden, erkannte Roth hellgrauen phonolitoiden Leucittephrit, der aus Sanidin und Augit bestand, und unter dem Mikroskop auch Magnetit, etwas Plagioklas und noch weniger Leucit mit einem Kranz von Augit[2]) enthielt.

Geht man weiter westwärts längs der Straße des Parkes Grifeo oder den Corso entlang, so trifft man die Gesteinsschichten 1 und 2 an und die Linsen des Piperno Nr. 3, der mit dem schon von mir beschriebenen identisch ist, darauf den gewöhnlichen gelben Tuff Nr. 4, der, wenn auch selten, 6—7 m mächtig wird. Dann trifft man eine neue Bank an, die von den vorigen, nämlich bei der Drahtseilbahn Chiaia-Vomero und beim Eingang in den Park, verschieden, aber der Nr. 6 an der Drahtseilbahn von Montesanto ähnlich ist, nämlich:



Prof. 54. Bei Neapel am Corso Vittorio Emanuele zwischen dem Parker-Hotel, früher Tramontano, u. Nr. 137.
1. gelber Tuff mit Trachytbruchstücken; 2. Breccie von Eruptivgesteinen; 3. Hellgrauer Tuff.

5a) eine Breccie, bestehend aus verschiedenen vulkanischen Bestandteilen, welche der Museumsbreccie von Soccavo und Pianura ähnelt, obgleich die Verhältnisse und die Natur der Bestandteile nicht dieselben sind und auch nicht am Corso und im Park Grifeo übereinstimmen. Verfolgt man die Parkstraße, so wird die Breccie zuerst durch wenige Fragmente dargestellt, welche sich im Tuff verlieren. Später werden sie häufiger, bis sie eine mächtige und sehr unregelmäßige Bank auf dem Corso östlich vom Hotel Parker und dem Hause Nr. 137 wie auch in dem darüber befindlichen Teile des Parkes bilden. Die Schicht, auf welcher die Breccie aufliegt, ist nicht sichtbar, dürfte jedoch der in der Nähe befindliche Piperno sein, den man im Regensammler auf der Piazza Amedeo gefunden hat. Dort oberhalb des Niveaus des Corso ist der gelbe Tuff voll von trachytischen Fragmenten und

[1]) S. De Luca, Ricerche chimiche sopra una sostanza legnosa trovata nel tufo vulcanico. (Rend. Acc. sc. fis. Anno XIII, 1874, S. 15.)

[2]) Roth, Monatsberichte der Berliner Akad. der Wiss. 1883, S. 994.

bildet beinahe horizontale Bänke, die auf der Corsoseite scharf abgeschnitten und von der 4—9 m mächtigen Breccie bedeckt sind, welche man für einen frischen Erdschlipf halten könnte, wenn sie nicht bestimmt mit den Erdschichten gleichaltrig wäre, und wenn nicht alles gleichmäßig mit dünnen Tuffschichten bedeckt wäre. Die Diskordanz ist demnach ausschließlich lokal. Es kommen eckige Bruchstücke vor von grauen, gelblichen, weißen Bimssteinen, von schwarzen und roten Schlacken, zuweilen mit Sanidin, wie die Schlacken des M. Olibano; von dunkelgrauen Schlacken, wie die des M. Nuovo; seltener auch von schwarzen Schlacken oder Flammen des Piperno (a); von zersetztem Piperno (b) mit sehr zahlreichen Einsprenglingen von Anorthoklas und Plagioklasen, sowie mit Blättchen von Biotit und mit Höhlungen, die mit kleinen hellroten Konkretionen von Chalcedon bedeckt sind; von glasigem Trachyt (c), der aschgrau oder schwarz ohne grobe Einsprenglinge ist, wie derjenige der kompakten Auswürflinge des M. Nuovo; von braunem, kompaktem, glimmerhaltigem Sodalithtrachyt (d), mit Einsprenglingen von Feldspat, Biotit, Augit; ferner von Obsidianen; von älterem gelben Tuff; aber vor allem von bis 1 cbm großen Stücken von kompaktem oder halbkristallinischem grauem Trachyt (e), mit Feldspateinsprenglingen, der mit dem schon behandelten in der Breccie von Pianura und Soccavo identisch ist, und den wir auch im Tunnel von Montesanto antreffen. Dieselben Breccien finden wir auch ein wenig weiter aufwärts im Park, mit groben, jedoch selteneren Bruchstücken bis zu 4 cbm, die von kleineren Bruchstücken umgeben sind und immer mitten im gelben Tuffe liegen. Es fehlen die grauen mikrokristallinischen Trachyte und einige andere Gesteinsarten der Breccie von Soccavo und Pianura.

Die schwarzen Flammen des Piperno (a) haben hier eine teilweise glasige, dunkle Grundmasse mit eingestreuten, aber nicht häufigen Nadeln von Sanidin und sehr kleinen Körnchen von Magnetit, welche dem Gestein eine schwarze Farbe geben; der Augit kommt sehr selten vor. Ferner finden sich Einsprenglinge von Anorthoklas, zuweilen in Zwillingen nach dem Albitgesetz, mit wenig deutlichen Zwillingsstreifen, mit Spaltbarkeit unter nahezu 90° und einem Auslöschungswinkel von 2 bis 5° 20′ auf (001). Wenig häufig und kleiner sind die Kristalle von Anorthit, der an seinem Kalkgehalt und den großen Auslöschungswinkeln erkennbar ist.

Der zersetzte, zerfressene Piperno (b) besitzt Poren besonders um die Feldspatkristalle herum, welche mit leichten Konkretionen von Chalcedon bedeckt sind. Unter dem Mikroskop sieht die Grundmasse rotbraun, dunkel, opak aus, infolge der Hydroxydierung des Eisens der Opacite von Magnetit des intakt gebliebenen Piperno, mit rötlichen oder helleren gelbbraunen Flecken, die halbdurchsichtig und unregelmäßig sphäroidal sind und bei starker Vergrößerung sich als wirkliche Sphärolithe ausweisen, die in dem dunkleren, zersetzten Gestein eingeschlossen sind. Solche Sphärolithe sind aus Nadeln zusammengesetzt, welche ein Sphäroid bilden, indem sie bündelweise von einer Achse oder von einem Zentralkern ausstrahlen, und sich durch kleine Opacite auszeichnen, welche zwischen den sehr feinen Strahlen verteilt sind. Diese Nadeln stehen senkrecht zur Oberfläche der Sphäroide und haben gleichfalls zonare Anordnung; es sind dieselben, welche in der Form von Konkretionen in Spalten und Drusen vorkommen. Infolge ihrer außerordentlichen Zartheit kann man nicht bestimmen, ob das Mineral einachsig ist, und es gelingt nicht, die Interferenzfigur zu beobachten. Sie werden von Säuren nicht angegriffen, und ich glaube, daß sie Chalcedon sind. Häufig besteht der Kern in der Mitte der Sphäroide aus Mikrolithen von Sanidin, welche schon aus dem in demselben Gestein befindlichen unzersetzten Piperno erwähnt wurden, oder auch aus Bündeln oder Keraunoiden, noch häufiger aus Streifen, welche deren Überreste darstellen; ferner aus einem nicht sehr basischen Plagioklaskristall oder aus kleinen Prismen von Augiten, von denen Spuren zurückgeblieben sind. Manchmal sieht

man um die Sanidinmikrolithe herum einen schmäleren oder breiteren dunklen Umkreis, welcher vielleicht von der größeren Anhäufung oder geringeren Zersetzung der eisenhaltigen Opacite herrührt, und rund herum sieht man eine helle oder gelbliche mehr durchscheinende Franse mitten in der dunklen Grundmasse. Häufig wechseln dunkle oder helle Aureolen zweimal miteinander ab, aber der innere Teil ist immer der dunklere. In der Grundmasse kommen Körner von Magnetit vor, spärliche Blättchen von Biotit, und in einigen Exemplaren ziemlich große Einsprenglinge von Augit. Unter den Einsprenglingen gibt es große Individuen von Anorthoklas, mit einem Auslöschungswinkel von 1° 50′ auf (001), gemessen in der Spaltungsebene längs dem Prisma, und mit einem Auslöschungswinkel von 6° 30′ auf (010), verzwillingt nach dem Albitgesetz mit Lamellen von äußerster Feinheit und zuweilen undulöser Auslöschung: andere mit einem Auslöschungswinkel von — 16° auf (010) sind Labradorit, und andere polysynthetische mit ziemlich großem Auslöschungswinkel sind Anorthit. Sicher handelt es sich um einen Piperno, der durch Wasser zersetzt ist, vielleicht durch Einwirkung heißer Wasserdämpfe, so daß die alkalischen Bestandteile größtenteils entzogen worden sind, die Kieselsäure zurückblieb und die eisenhaltigen Teile verändert wurden.

Der dunkle oder aschgrane, glasige, kompakte Trachyt (c) hat als Grundmasse eine großenteils glasige, undurchsichtige, gelblich-braune Masse mit Feldspatmikrolithen, die zuweilen gekrümmt sind, oder mit kleinen Büscheln, die man nach ihrem Auslöschungswinkel für Sanidin halten könnte. Die Einsprenglinge sind Kalknatronfeldspat mit feiner polysynthetischer Streifung und meist Labradorit mit einem Auslöschungswinkel von — 6° bis — 8° auf (001), mit zonarem Bau und mit seltenen Glaseinschlüssen, meistenteils längs der Zwillingsebene; sie sind manchmal leicht ausgefranst und vielleicht mehr Durchwachsungen als etwas anderes.

Der Glimmer-Sodalith-Trachyt (d) besitzt eine reichlich glasige hellbraune oder gelbliche Grundmasse, mit zahlreichen Büscheln oder Keraunoiden von Sanidin, einigen Körnern von Magnetit und sehr wenigen Mikrolithen von Augit. Unter den Einsprenglingen kommt selten Sanidin vor mit Einschlüssen von Apatit und Pyroxen, häufig dagegen Plagioklas, und zwar in polysynthetischen Zwillingen mit deutlichen und dünnen Lamellen. Es überwiegen aber die einfachen Plagioklase der Bytownit-Anorthitreihe. Diese Plagioklase haben in der Peripherie zonare Struktur mit basischerem Kern, sie enthalten kleine glasige Teilchen und sind fein korrodiert. Häufig sind die Flächen ($1\bar{1}0$) und ($\bar{1}01$) ausgefranst und endigen in Mikrolithen von Sanidin. Selten kommt Biotit vor, häufiger Augit. Es sind reichlich vorhanden Würfel, Hexagone und Körner von durchsichtigem Sodalith von 10 μ Größe, mit zahlreichen Glaseinschlüssen, die häufig im Zentrum angehäuft sind, und mit unvollkommener zonarer Struktur. Manchmal häufen sich Mikrolithen anderer Art um die Sodalithe herum.

Der kompakte oder halbkristallinische, dunkelbläuliche oder braune Trachyt (e) hat eine manchmal reichlichere, manchmal spärlichere glasige helle Grundmasse mit Mikrolithen von Sanidin in Form von breiten Blättchen, die nach verschiedenen Ebenen durchgehen. Es kommen allotriomorphe Blättchen vor, aber auch Büschel, welche zuweilen fluidale Verteilung zeigen. Manchmal sind die Mikrolithen Karlsbader Zwillinge und schließen glasige Teilchen ein. Man bemerkt ferner Mikrolithen von Augit, welche hier und da in Reihen verteilt sind, bald sind sie prismatisch, bald pyramidal; sie unterscheiden sich daher von den größeren Einsprenglingen; ferner findet man sehr kleine Körnchen oder Würfelchen von Magnetit. Unter den Einsprenglingen stehen obenan nach Größe und Häufigkeit die Kalknatronfeldspate von Andesin bis Bytownit mit Einschlüssen von Apatit und einem Auslöschungswinkel von — 3° bis — 21° auf (001). Die Einschlüsse oder vielmehr die Durchdringungen von Glas sind häufiger in den polysynthetischen Zwillingen nach dem Albit-

gesetz und längs der Zwillingsebene. In anderen Proben zeigen die Kalknatronfeldspate bedeutende Spuren von Resorption und von mechanischen Deformationen, sie haben häufig eine undulöse Auslöschung; gekrümmte, zerbrochene Kristalle mit korrodierten Rändern finden sich, sie haben oft zonaren Bau und besitzen wenige Einschlüsse von Apatit und noch seltener von Augit. Einige tafelförmige Kristalle haben eine Auslöschung von 6—8° auf (010) und eine zuweilen undulöse Auslöschung von 1—2° 30′ auf den Lamellen nach (001). Sie zeigen zuweilen sehr feine Streifung, die aber nicht von ihrer polysynthetischen Struktur herrührt; ich halte sie für Anorthoklas. Andere Kristalle von Labradorit, welche auf (001) unter —5° bis —6° auslöschen, sind noch einmal so zahlreich und noch einmal so groß. Einige wenige kleinere mit sehr deutlicher polysynthetischer Verzwillingung zugleich nach dem Karlsbader und dem Albitgesetz muß man nach ihrem beständig sehr hohen Auslöschungswinkel für Anorthit halten und höchstens, teilweise, für ein mehr basisches Glied der Bytownitreihe. Unter den Einsprenglingen kommt immer Magnetit vor, der zuweilen einen Hof von Hämatit oder Limonit besitzt, ferner weniger häufig grüner Augit, der oft den Magnetit begleitet. In einigen Exemplaren kommt mit dem Augit apfelgrüner Ägirin vor, mit unvollkommenen Spaltungslinien, schwachem Pleochroismus von dunkelgrün nach hellgrün und nach gelblichgrün; die Endflächen der Prismen sind bisweilen korrodiert; die zonare Struktur mit nach außen hin heller werdender Farbe tritt deutlich hervor. Der Auslöschungswinkel auf den ziemlich guten Spaltungsblättchen nach (110) beträgt 73°, die Dispersion ist $\varrho > v$, die Absorption $\mathfrak{a} > \mathfrak{b} > \mathfrak{c}$.

Einem ziemlich verschiedenen Typus gehören die Varietäten mit Einsprenglingen von Sanidin, aber nicht von Plagioklas an. In einigen grauen, sehr hellen Exemplaren mit dunklen Punkten und großen Einsprenglingen von Sanidin ist die Grundmasse wenig glasig und besitzt Mikrolithen und unregelmäßig strahlig angeordnete Blättchen von Sanidin, an die sich Kalknatronfeldspate anschließen, welche aber in größeren Kristallen fehlen. In diesen hat der Sanidin häufig zonare Struktur mit opaken Glaseinschlüssen längs den Zwillingsflächen. Der Augit als Einsprengling wird häufig begleitet von Kristallen von Magnetit mit Höfen von Hämatit oder Limonit, oder er enthält solche als Einschlüsse. In anderen Exemplaren derselben Masse finden sich mit den Mikrolithen von Sanidin, von Augit und Magnetit die Kalknatronfeldspate nicht zusammen. Unter den Einsprenglingen kommt Sanidin in einfachen oder Zwillingskristallen nach den Karlsbader und Manebacher Gesetzen vor mit Einschlüssen von Glas, Apatit, Magnetit und Hornblende. Braune Hornblende ist im Gegensatz zu den früheren Exemplaren sehr verbreitet, sie tritt in Gruppen auf und schließt zahlreiche Körner von Magnetit ein; sie ist zuweilen von zonarer Struktur, Zwillingsbildungen nach (100) sind häufig: die Zwillingsebene geht regelmäßig mitten durch die Kristalle hindurch und ist von zwei oder drei sehr schmalen Zwillingslamellen begleitet.

6ª) In dem höheren Teile derselben Breccie, jedoch nicht in dem tieferen, sieht man dicke Linsen von Piperno, wodurch die Beziehungen zur Breccie, die zwischen den beiden Bänken des Piperno von Soccavo liegt, sich noch vermehren. Man sagt, daß der Piperno des Hügels Vomero, von dem Abich spricht, d. h. von diesen Gegenden, bei der Erbauung des Palastes Ricciardi, der jetztigen Post, benutzt sei.

7ª) Es folgen, wie ich schon gesagt habe, dünne und regelmäßige Schichten hellgelben oder weißlichen Tuffes, der zuweilen pisolithisch ist, mit dem innerhalb des Parkes schwarze Schichten wechsellagern mit zahlreichen fremden Bruchstücken. Die Schichten 5, 6, 7ª) entsprechen denjenigen 5, 6, 7, 8, 9, welche an dem Platze nahe bei dem Eingang in den Park Grifeo angegeben wurden. Sie sind etwas gewunden, aber das allgemeine Einfallen ist im Parke Grifeo 30° nach S 10° W und am Corso 20° nach S 15° W. Ihr Streichen

weist sicher auf die Trachytmasse hin, die man etwa 250 m weiter nach WNW im Innern des Berges fand beim Bau des Tunnels von Montesanto für die cumanische Eisenbahn. Dieser Trachyt entspricht in allem demjenigen, den man in zahlreichen groben Fragmenten in der Breccie fand, welche soeben beschrieben wurde, und in kleineren Mengen auch in der Breccie von Pianura und Soccavo und anderswo. Die Breccie und der Trachyt hängen also unmittelbar miteinander zusammen, woraus wichtige Schlüsse zu ziehen sind.

Faßt man alles zusammen, so bilden der Piperno und die ihn begleitenden Gesteine in Neapel eine etwas unregelmäßige Bank, welche sich etwas von N nach S neigt, und unter dem Hügel von S. Elmo und dem Vomero eine konvexe Oberfläche bedeckt, die jedoch mehr nach W geneigt ist; ihr Ausstreichen ist beinahe horizontal an den Abhängen des Hügels zwischen Montesanto und dem Parker-Hotel, während der Tunnel von Montesanto für die cumanische Eisenbahn sie in einer Höhe von ungefähr 40 m ü. d. M. zweimal durchschneidet, indem er dazwischen durch das Liegende der Bank geht.

Freda und Dell' Erba beschrieben den Piperno, der in dem Regensammler der Piazza Amedeo gefunden ist, gut, und ich werde ihre Beschreibung mitteilen. Dell' Erba nennt das Gestein pipernoïden Tuff, Freda Trachyt, aber dieser nennt Piperno das Gestein, das von der Drahtseilbahn getroffen wurde, und es handelt sich in der Tat immer um einen Piperno, der demjenigen von Pianura und Soccavo ähnlich ist, ausgenommen vielleicht, daß der hellere, erdige Teil reichlicher ist. Dell'Erba (S. 13) sagt: »I blocchi hanno una massa fondamentale, colore cinereo o nera, semidura, tenace, talora compattissima, e di aspetto piuttosto terroso ad occhio nudo, ma largamente cosparsa di grossi e piccoli cristalli di sanidina ... In essa ... spiccano in gran copia delle parti di color grigio-oscuro, più dure, più tenaci, porose, contenenti cristalli di sanidina, quali allungate negli estremi e rigonfie nel centro, quali in forma di vere piastrelle sottili, e tutte parallele tra di loro; ... vi si scorgono ancora, ed in non lieve quantità delle vere pomici nere od anche bianche ora allungate anch' esse, ora arrotondite; ed inoltre sparsi quà e là dei detriti angolosi od anche apparentemente arrotondati, compatti, di trachite sanidinica, che sporgono o si scastrano dalla massa nel tagliare la roccia col martello«.

Nach Freda zeigt die aschige Masse außer Sanidin kleine Kristalle von Augit und einige Schuppen von Glimmer, ferner »non scarsamente diffusi cristalli di sodalite, in special modo addensati nelle piccole screpolature ... che in qualche punto vedonsi anche tappezzate di sottili lamelle d'oligisto. Una varietà della roccia, sparsa sotto forma di macchie e zone irregolari più o meno estese presenta aspetto quasi terroso, come se avesse subito un principio di decomposizione; la quale è indicata anche dalla effervescenza, ove più ove meno notevole che la massa polverizzata fa a contatto degli acidi. Essa è di colore cinereo con una lieve sfumatura di roseo . . . dovuta alla presenza di gran numero di areole puntiformi di colore rossiccio, che vedonsi in maggiore o minore copia, disseminate nella massa, le quali segnano il posto di cristalli di sodalite distrutti, la cui cavità è in parte riempita da sostanza di aspetto ocraceo, porosa e cavernosa. Aus einer Analyse von Freda geht hervor, daß »in queste areole il colore è quasi interamente scomparso . . . la soda notevolmente diminuita«. Auch der Magnetit ist in Eisenhydroxyd zersetzt worden [1]).

Auch Dell' Erba hat eine mikroskopische Untersuchung dieses Piperno ausgeführt: «A luce ordinaria ... si ha una massa fondamentale traslucida, che in più punti fa passaggio a cordoni bruni, più o meno opachi ... e sono le pomici ... osservati con più forte ingrandimento si risolvono spesso in minutissime granulazioni ... Frammista alla microfelsite si nota della sostanza ... che in taluni punti si risolve in cristalli ancora bianchi e traspa-

[1]) Freda, a. a. O. S. 43f.

renti di sanidina, rarissimamente con contorno netto. La massa ... è gremita di microliti verdi d'augite, di noduli neri di magnetite e di pori; è facile incontrarvi grossi cristalli verdi di augite«.

In den dunkelgrauen, zäheren, porösen Teilen findet Dell' Erba bei der mikroskopischen Untersuchung zwischen gekreuzten Nicols, daß »la massa fondamentale vedesi finamente microlitica ed il campo appare semi-oscuro, cosparso di punti o chiazze luminose; i primi sono microliti di sanidina ed augite, le seconde grosse segregazioni dei medesimi minerali«. Die großen Sanidine haben »il contorno sempre integro e sono poverissimi d'inclusioni«.

Dell' Erba hat auch Hornblende erkannt (S. 17), Johnston-Lavis Titanit; Roth fand in dem Piperno des Vomero Akmit. Olivin und Plagioklas kommen gewöhnlich nicht vor. Freda gibt zwei Analysen von dem kompakteren und von dem mehr erdigen Teile des Gesteins des Regensammlers[1]). Ich werde sie später mitteilen. Das spezifische Gewicht des ersteren ist 2,54, des letzteren 2,65. Derselbe Autor gibt Analysen der beiden Teile des Piperno der Drahtseilbahn des Vomero; s. weiter unten[2]).

Freda (S. 180) ist der Ansicht, daß die hellen und dunklen Teile des Piperno sehr ähnliche Zusammensetzung haben, die sich bedeutend unterscheidet von der der Tuffe durch größeren Reichtum an Natrium, nämlich 7,0 anstatt 2,5 Proz., durch den geringen Prozentsatz an Calcium (1 Proz. anstatt 6 Proz.) und an Magnesia, von der sich in dem Piperno kaum Spuren finden, und nicht bis 2 Proz., wie in den Tuffen.

Schlackeneruption von Montesanto.

Es folgt die Beschreibung der beiden Massen von Trachyt, die vom Tunnel der cumanischen Eisenbahn durchschnitten werden, indem ich mit der östlichen anfange, die dem pipernoähnlichen Tuff (Nr. 5) und der Breccie Nr. 6 am nächsten liegt. Diese beiden trachytischen Massen wurden von Johnston-Lavis beschrieben[3]), von Dell' Erba[4]) und von Freda[5]).

In einer Entferung von 485,5 m vom Eingang des Tunnels nach Montesanto zu, fast senkrecht unter dem Castello di S. Elmo auf der Seite nach Antignano zu, findet man im ganzen Querschnitt des Tunnels, der 5,93 m hoch und 4,2 m breit ist, die erste Masse von Trachyt auf einer Strecke von 294,5 m, von denen nach Dell' Erba die ersten 45,9 m aus schlackigem Trachyt bestehen und die folgenden aus kristallinischem körnigem Trachyt. Nach Johnston-Lavis war der Trachyt zuweilen kompakt, feinkörnig, zuweilen leicht und schwammig, zuweilen mit Schichten von sodalithischen Schlacken, zuweilen von schwarzen Schlacken bedeckt, und nach Dell' Erba umgeben von Massen desselben Gesteins, die isoliert im Tuffe liegen. Freda sagt, das Gestein, das er näher untersucht hat, sei »di color grigio-oscuro, grana molto fina ... Nella pasta, oltre i cristalli di sanidina più o meno radi e ordinariamente poco cospicui, vedesi qualche piccolo cristallo d'augite e qualche rara scaglia di mica bruna. Colla lente possono scorgersi granuli di magnetite, abbastanza copiosi, ed inoltre cristallini di sodalite addensati, più che altrove, nelle piccole cavità irregolari e pori ... Essi sono sopra tutto abbondanti ... nello strato superficiale della corrente, che ... si mostra poroso e spugnoso, e in qualche punto scoriaceo ... Al micro-

---

[1]) Sulle masse trach.

[2]) Sulla comp. del Piperno, S. 179.

[3]) H. I. Johnston-Lavis, a. a. O. London 1888.

[4]) Dell' Erba, Sulla sanidinite sodalito pirossenica di Sant' Elmo. (Rend. Acc. sc. fis. e mat. Napoli, ser. 2a, Vol. IV, 1890.)

[5]) G. Freda, Sulle masse trachitiche rinvenute nei recenti trafori delle colline di Napoli. (Rend. R. Acc. sc. fis. e mat. Napoli, ser. 2a, Vol. III, 1889, S. 38.)

scopio la pasta . . . appare costituita da fitto intreccio di cristalli di sanidina . . . se ne associano alcuni . . . appartenenti ad un plagioclasio . . . In mezzo veggonsi sparsi cristalli di sodalite insieme con abbondante augite, con orneblenda, con magnetite«. Der Autor zweifelt, ob darin auch Mejonit vorkomme. Er gibt eine Analyse (S. 41), die ich später mitteilen werde. Freda gibt auch eine Analyse von einer dieser Schlacken, die im benachbarten Tuffe isoliert sind, in denen er einige Kristalle von Sanidin und unter dem Mikroskop in dem feldspatigen Filz Sodalith beobachtete. Johnston-Lavis findet, daß die Schlacke gelagert sei, als ob sie aus einem benachbarten, jetzt unter dem Tuffe begrabenen Eruptivkegel hervorgekommen wäre.

Der Lavastrom im Tunnel von Montesanto.

Im Innern des Tunnels traf man gelbe bis graugrüne Tuffe, die ich, wie schon erwähnt, für älter halte. Dann wurde 1823,74 m vom östlichen Eingang und in einer Entfernung von 1073,74 m von dem dem erwähnten Eingang näheren Trachyt und 250 m von der trachytischen Breccie des Parkes Grifeo und in ihrer Verlängerung an einer Stelle, welche ungefähr der Mitte des Treppenzuges entspricht, der vom Corso Vittorio Emanuele zum Vomero führt, von der ganzen Höhe des Tunnels und auf eine Länge von 96,26 m eine Trachytmasse mitten in dem gelben Tuffe durchschnitten, deren Grenzen auf beiden Seiten schief und geneigt sind. Oberhalb nach der Westseite folgen Massen des Trachyts, welche im Tuff isoliert sind, darauf Schichten von Bimsstein und Asche, weiter kompakter gelber Tuff mit Bimssteinen und Fragmenten von schwarzem und anderem Trachyt, endlich grauer Tuff mit Stücken von schwarzen Schlacken und schwarzen und roten Trachyten (Johnston-Lavis). Dell' Erba sagt (S. 185), daß die Tuffe im Liegenden fossile marine Konchylien enthielten, die jedoch verloren gegangen sind. Walther zitiert eine Ostrea edulis von dort[1]); auch ein Baumstamm wurde darin gefunden. Der Trachyt blieb an seinem westlichen Ende auf den oberen Teil des Tunnels beschränkt.

Dieses Gestein haben Johnston-Lavis[2]), Dell' Erba[3]) und Freda[4]) beschrieben, letzterer nur kurz. Aus der Beschreibung sieht man, daß der kompakte Trachyt demjenigen ähnlich ist, der bei der östlichen Mündung des Tunnels gefunden wurde. Nach Johnston-Lavis ähnelt das Gestein demjenigen des M. Olibano. Es ist sehr zähe, von feiner und und homogener Masse, durch Spalten zerteilt, von grauer oder bläulicher Farbe und haftet infolge der Zersetzung an der Zunge. Er hat ein porphyrisches Gefüge mit bis zu 25 mm langen Kristallen von Sanidin, die zuweilen korrodiert sind, und mit dunklen Ausscheidungen von sehr feinem Korn, die nach Dell' Erba (S. 176) aus Augit, Hornblende, sehr seltenem Biotit und aus Magnetit bestehen. Unter dem Mikroskop ist die Grundmasse im gewöhnlichen Lichte durchsichtig, weiß oder schmutzigweiß mit Streifen und enthält nach Dell' Erba hier und da grüne durchsichtige Bestandteile, schwarze opake Körner und zahlreiche kleine Poren oft mit fluidaler Verteilung; zwischen gekreuzten Nicols sieht die ganze Masse kristallinisch aus. Nach beiden Autoren kommen darin ziemlich große und verschieden geordnete Mikrolithen von Sanidin mit Glaseinschlüssen vor. In diesen Kristallen so wie in größeren Einsprenglingen bemerkt man nach der Beschreibung von Johnston und der Bestätigung von Dell' Erba jene zonare Struktur,

---

[1]) Walther und Schirlitz, Studien zur Geologie des Golfes von Neapel (Zeitsch. der deutsch. Geol. Ges. Bd. 38, 1886, S. 312).

[2]) Johnston-Lavis, On a remarkable Sodalite-Trachyte lately discovered in Naples, Italy. (Geol. Mag. n. ser. Bd. VI, 1889, S. 74.)

[3]) Dell' Erba, Sanidinite sod. di S. Elmo, a. a. O. 1890.

[4]) Freda, Sulle masse trach. delle colline di Napoli 1889, S. 41.

die schon von Fouqué und Michel-Lévy[1]) und von Rosenbusch in den Kristallen des M. Olibano gefunden war. Weiter kommt darin ein Plagioklas vor, der dem Oligoklas sehr ähnlich ist, gelbliche oder grünbraune Kristalle von 2 oder 3 mm oder unregelmäßige Körner von Hornblende, die bisweilen von Pyroxen vollständig durchwachsen sind. Ferner findet sich grüner, heller Augit, mit Einschlüssen von Glas, Sanidin, Apatit, Magnetit; der Augit hat nach Dell' Erba eine größere Verbreitung und Wichtigkeit, als Johnston-Lavis ihm zuerkennt; ferner Magnetit, der oft von einem Hofe von Eisenhydroxyd umgeben ist. Dell' Erba erkennt ferner in der Grundmasse Sodalith, der besonders die schmutzig-weißen Teile ausmacht und reich an Glaseinschlüssen ist; grüngelber Glimmer ist außerordentlich selten, auch Olivin kommt nur wenig in Kristallen oder in meist umfangreichen Knötchen vor, ferner Nadeln von Apatit und vielleicht Nephelin und Rutil; ich zweifle nicht, daß er unzutreffend diesem Mineral die rotbraunen Nadelbüschel von Breislakit oder Fayalit zugerechnet hat. An den Wänden der zahlreichen Poren, die auch Pasquale Franco[2]) untersucht hat, bemerkt man ein schwarzes Mineral in sehr feinen, nadelartigen Kristallen, welches nach Franco der Hornblende analog ist, die durch Sublimation in den Massen des Vesuvs entstanden ist. Es scheint aber vielmehr, daß man es für Fayalit oder Breislakit halten muß, der zuweilen zu Hämatit zersetzt ist. Ferner kommt weißer oder milchweißer Sodalith vor, der Nadeln von Fayalit einschließt, sehr reichlich auch Augit, Sanidin und Calcit. Als unsicher werden Mikrosommit von Johnston-Lavis und Nephelin von Dell' Erba angegeben. Das spezifische Gewicht ist nach Lavis $2_{,516}$, nach Dell' Erba $2_{,613}$. Johnston-Lavis, Freda und Mauro, letzterer auf Veranlassung von Dell' Erba, haben Analysen gemacht, deren Resultate ich später anführen werde. Johnston-Lavis nennt das Gestein einen Sodalithtrachyt und sagt, daß er nach seiner chemischen Beschaffenheit demjenigen der Scarrupata auf der Insel Ischia ähnele. Dell' Erba nennt es Sodalith-Pyroxen-Sanidinit und glaubt, daß es mit dem Lavastrom des M. Olibano und dem auf der Ostseite der Astroni Ähnlichkeit habe, weniger mit dem Trachyt der Solfatara und noch weniger mit den Schlacken der anderen phlegräischen Eruptionen, in denen die glasigen Teile überwiegen. Seiner Beschaffenheit nach ähnele es der Lava des Arso auf der Insel Ischia, die nach Fuchs denselben Gehalt an Kieselsäure von $57_{,73}$ Proz. hat, aber weniger reich an Tonerde ($17_{,85}$ Proz.) ist. Das Gestein ist also in Wirklichkeit ein Sodalithtrachyt, und so nennt es auch Rosenbusch[3]). Seine charakteristischen Eigenschaften teilt es, abgesehen von der Anwesenheit von Hornblende, Biotit, der immer selten auftritt, und Sodalith, mit den Laven der Astroni, des M. Olibano und der Solfatara, nur Olivin fehlt oder kommt wenigstens nur selten in diesen vor.

Zieht man aus dem Gesagten den Schluß, so hat man in dem Rione Amedeo zwischen den beiden Ausbrüchen des Piperno einen Ausbruch von Augittrachyt, der vielleicht ein Seitenausfluß desselben Vulkans ist. Die Breccien wurden teilweise von Explosionen hervorgebracht oder durch Zerbrechung benachbarter trachytischer Ströme. Die Eruptionen reichten bis zum Meere, wie die marinen Fossilien anzeigen, welche am Tunnel von Montesanto vor und nach dem Trachyt und im Regensammler gefunden sind. Wahrscheinlich auf die Wellenbewegungen des Meeres zurückzuführen sind die Dislokationen von Massen von Piperno und die Anhäufungen der Breccien längs des Corso Vittorio Emanuele, die aussehen, als rührten sie von einem Bergschlipf her. Auch nach Dell' Erba (S. 185) bildete

---

[1]) Fouqué et Michel-Levy, Min. Micr., S. 220.

[2]) P. Franco, Über Amphibol und Sodalith aus dem Trachyt am Monte Santo. (Zeitschr. für Krystall und Miner. Bd. XXV, H. 4). Note mineralogiche: Anfibolo e Sodalite della trachite di Monte Santo: augite e peridoto delle sabbie vulcaniche di San Venanzio: minerali formatisi sulle ossa fossili nel tufo di Fiano. (Rend. R. Acc. sc. fis. e mat. Ser. III, Vol. I, 56, 1895.)

[3]) Rosenbusch, Mikr. Physiogr. 3. Aufl., Bd. II, 1896, S. 768.

der Trachyt des Tunnels von Montesanto einen wirklichen oberflächlichen, unterseeischen Strom, nicht etwa einen Gang inmitten vorher existierender Tuffe. Er glaubt weiter, daß dieser Trachyt und das Gestein der Piazza Amedeo von den Camaldoli hergekommen sein könnten. Aber diese Herkunft kann man nicht beweisen, weil man nach den Camaldoli zu keinerlei Spuren von dem Fortsetzen ähnlicher Gesteine findet.

XXI. Neapel, Capodimonte.

Der ganze Hügel von Capodimonte vom Albergo dei Poveri bis zum Torricchio ist aus gelbem Tuff zusammengesetzt. Von der Arenella fällt bis zum Museum und dem Meere ein großes Gebiet grauen Tuffes sanft ab: der graue Tuff trennt den Hügel von Capodimonte vom gelben Tuff von S. Elmo. Man kann annehmen, daß die Hügel von Capodimonte, von S. Elmo und von Posillipo ursprünglich einem einzigen, sehr ausgedehnten vulkanischen Krater angehörten, aber die ziemlich deutliche Teilung durch die grauen Tuffe und die Verteilung der Tuffbänke bewirken, daß diese Voraussetzung schwer zu beweisen ist. Zum mindesten aber ist die Annahme ebenso wahrscheinlich, daß der gelbe Tuff des Hügels von Capodimonte der Rest eines submarinen Kraters ist, der sich nach S oder SSW gegen das Meer erstreckte. In der Tat ist der Tuff wenigstens zum großen Teile submarinen Ursprungs, da Hamilton[1]) Venus gallina L. und andere marine Mollusken nahe bei Capodimonte gefunden hat, wo sich zahlreiche, sehr alte Steinbrüche und Katakomben befinden. Die Bänke sind, obwohl sie im allgemeinen wenig deutlich hervortreten, nur sehr wenig gegen S und SO geneigt, wie man z. B. längs der Salita dello Scudillo erkennen kann.

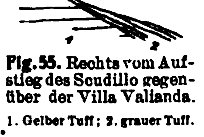


Fig. 55. Rechts vom Aufstieg des Scudillo gegenüber der Villa Valianda.
1. Gelber Tuff; 2. grauer Tuff.

Tenore beschreibt nach dem Vorgang von Buckland die vertikalen Gänge, welche da und dort den Tuff durchbrechen und zwar sowohl bei S. Rocco nahe bei Capodimonte, als auch in dem Hügel von Camaldoli. Dell' Erba hat den gelben Tuff des Steinbruchs Delle Fontanelle mikroskopisch untersucht (S. 22): »a luce ordinaria la massa si presenta traslucida, gialla, con molte pomici fibrose semitrasparenti, ricche in pori; a nicol incrociati è traslucida, ovvero oscura (vetro) con scarsi microliti di sanidina, questi ultimi più abbondanti nei vetri e nelle pomici . . . Vi si osservano ancora parecchi cristalli di Sanidina a contorno spesso regolare ed integro; taluni con pori e granuli di magnetite: ... non ho osservato che un solo cristallo di pirosseno«.

In dem gelben Tuff findet man die gewöhnlichen Gesteine mit sehr großer Einförmigkeit in Bruchstücken, die sehr selten größer als ein Apfel sind. Es kommen darin vor: schwarzer Trachyt, ähnlich den Flammen des Piperno, Glimmertrachyt und Sodalithtrachyt, die zuweilen in sehr kleinen Linsen vereinigt sind, und ziemlich zersetzte Bimssteine. Der braune, dunkle, kompakte und mit Einsprenglingen versehene Glimmertrachyt hat eine wenig glasige Grundmasse mit ziemlich langen Nadeln, seltener Bündeln und noch seltener Sphäroiden von Sanidin. Ebenso zahlreich sind prismatische Mikrolithen von Augit mit zonarem Bau. Der Auslöschungswinkel ist auf (010) beständig 45° im Innern, aber nach außen zu findet man größere Winkel, ähnlich denjenigen im Ägirinaugit. Selten kommen Körner von Magnetit vor. Biotit kommt nicht selten in hexagonalen dunkelbraunen Schuppen vor.

Die Einsprenglinge sind Plagioklas (Bytownit und Anorthit mit einem Auslöschungswinkel auf (010) von —36°) mit zonarer Struktur und unduloser Auslöschung, sehr starker Korrosion, Eindringungen des Magma und Glaseinschlüssen; manchmal sind sie mit Sanidin

[1]) Hamilton, Campi Phlegraei, Taf. 45, Fig. 6.

verflochten. Der Augit besitzt, wie in den Mikrolithen, äußere, vielleicht natronhaltige Zonen, welche zuweilen unter stärkerem Winkel auslöschen, als innerhalb, nämlich von 43° 30′ bis 52° 20′. Einige große pleochroitische Kristalle von Ägirin löschen auf (010) bei + 5° aus. In den groben Einsprenglingen kommt Magnetit nur selten vor.

Der glimmerhaltige Sodalithtrachyt ist weißlich, sehr feinkörnig, mit kleinen Einsprenglingen von Biotit und Pyroxen und gelblichen Flecken. Die Grundmasse ist reichlich glasig, aber zersetzt, opak, weiß, wolkig und reich an Mikrolithen, an Blättchen und unvollkommen sphäroidalen strahligen Bündeln von Sanidin, oft in Karlsbader Zwillingen, und an kleinen Kristallen von Biotit. Unter den Einsprenglingen kommen sehr selten Skelette von Plagioklasen der Labradoritreihe in größeren Kristallen als der Sanidin vor, mit sehr schwachen Interferenzfarben und Überresten polysynthetischer Struktur, die fast vollständig in Blättchen von Kaolin mit schwacher Doppelbrechung verwandelt sind. Der Magnetit in Würfeln war ursprünglich reichlich vorhanden, aber jetzt ist er fast vollständig zu Limonit zersetzt, der das ganze Gestein mehr oder weniger fleckig macht. Sodalith kommt in Würfeln und Hexagonen vor, die opak, rötlich oder gelblichweiß und zu Kaolin zersetzt sind.

Andere Exemplare haben das Aussehen von kompaktem Bimsstein mit braunen Flecken, in denen die kleinen Höhlungen teilweise mit einem dunkelbraunen und einem andern hellgelben Mineral erfüllt sind, die bei der Präparation verloren gehen. Die Grundmasse besteht aus einem Filz strahliger Bündel von Sanidinmikrolithen, mit fluidaler Struktur, auch um die Höhlungen, die jedoch nur mikroskopisch klein sind. Gelbe oder braune limonitische Flecken sind wie Lanzenspitzen zwischen den Bündeln verteilt, ebenso sind zahlreiche Dendriten von Limonit, pseudomorph nach Hämatit, hier und da zu sehen. Viele Poren haben hexagonalen Querschnitt, und häufig kommen darin Fragmente einer weißen, durchsichtigen, einfach brechenden Masse vor, die alle Eigenschaften des Sodaliths besitzt, zusammen mit Bruchstücken von Limonit.

Der höhere Teil des Hügels und der nördliche Abhang bis zur Ebene sind mit grauen Tuffen bedeckt, welche sich auch in sehr dünnen Partien finden, die gänzlich diskordant liegen auf dem Scheitel der kleinen, gegen die Stadt und das Meer zu abfallenden Ausläufer. In Menge vorhanden sind unveränderte Bimssteine; auch im Platz bei dem königlichen Palast und auf dem höchsten Teile des Hügels in den jüngeren Bänken bilden ihre Anhäufungen 3—5 m mächtige Bänke: ihre sehr regelmäßige Anordnung ist dem Anschein nach im Wasser erfolgt. Diese Bänke fallen im N ein mit einer Neigung von 5° nach N 10° W und im O mit einer Neigung von 5—13° gegen O, d. h. gegen die Ebene und die Synklinale des Sebeto mit geringen Unterbrechungen und mit gleichförmigem Aussehen; die letzten Ausläufer bemerkt man 90 m ü. d. M. nach Poggioreale zu über den grauen regelmäßig geschichteten Puzzolanen der Brüche der Società di Risanamento.

Es verdient hervorgehoben zu werden, daß hier nirgends weder makroskopisch noch mikroskopisch irgend eine Spur von Asche des Vesuvs angetroffen worden ist, obwohl dieser Vulkan sich so nahe befindet.

XXII. Posillipo.

Vom Meere aus sieht man gegenüber von Nisida am Vorgebirge Coroglio einen graulichen Tuff, der vom gelben Tuff in ziemlich deutlich sichtbaren Schichten überlagert ist. Diese bilden die ganze Halbinsel Posillipo. Hier gibt es auch Puzzolan[1]). Von

[1]) L. Dell'Erba, Su di talune pozzolane in quel di Castellana. Napoli 1893, S. 20.

dem südlichsten Ende des Kaps bei der Grotta dei Tuoni und von anderen anliegenden Orten gibt Günther einige Photographien[1]). Die am Meere abgebrochenen Schichten haben eine Neigung vom Meere nach dem Lande, von SSO nach NNW, von 4° bis 6°, und gehen dabei unter den jüngeren grauen Tuff hinunter, der auf dem Scheitel des Hügels beim Dorf Posillipo eine dünne Schicht zu bilden beginnt und sich von da einerseits nach der Ebene dei Bagnoli, anderseits bis zum Meeresspiegel hinunterzieht, indem er dabei eine Art Synklinale zwischen Piedigrotta und dem Vico Chiarone auf der einen Seite und der Station Corso Vittorio Emanuele der cumanischen Eisenbahn auf der anderen Seite bildet und so den gelben Tuff von Posillipo von dem gelben Tuff bei Neapel trennt. Die Schichten des letzteren liegen nicht konkordant unter dem grauen Tuffe, wie diejenigen von Posillipo, sondern diskordant und abgeschnitten. Hier und da kommen, wie immer, in dem gelben Tuff lokale unregelmäßige Neigungen vor, welche Breislak, Günther und einige andere veranlaßt haben, in dem Hügel die Überreste mehrerer Krater zu unterscheiden. Im allgemeinen aber nehmen die Neigungen nach dem Meere hin zu, so daß man wohl annehmen kann, daß der Hügel von Posillipo die letzten Abhänge eines weiten Kraters bildete, der ursprünglich im SSO lag und dann später durch Meereswellen und vielleicht durch Explosionen zerstört wurde.

Der gelbe Tuff enthält Bruchstücke des grünen Tuffes des Epomeo[2]), einige trachytische und bimssteinartige Fragmente, die selten einen Durchmesser von 10—15 mm überschreiten und Stückchen von grünem Obsidian und Feldspat, die in einem hellgelben feinen Pulver verstreut liegen. Die Bimssteine sind infolge der Hydroxydierung des Eisens der Opacite gelb, in einigen größeren Fragmenten sieht man deutlich, daß der Bimsstein im Innern noch dunkelgrau, außen aber gelblich ist. Unter dem Mikroskop tritt fluidale Struktur deutlich hervor; zuweilen besteht er aus blasigem, hellgrünem Glase mit Bruchstücken von Feldspaten verschiedener Art mit verschiedenen Einschlüssen und von Pyroxenen.

Scacchi[3]) hat in dem gelben Tuffe nur ein großes Stück Kalkstein mit Kristallen von Pyrit gefunden. Er warnt den Beobachter mit Recht, für anstehendes Gestein Stücke von Bausteinen zu halten, die dort seit den Römerzeiten angehäuft wurden.

An mehreren Punkten auf dem Promontorio finden sich marine Mollusken, die aber spärlich und schlecht erhalten sind, weil die Gesteine zu durchlässig sind. Scacchi gibt von diesen Orten an: Ostrea edulis L., Pectunculus violacescens Lck., P. glycimeris L., Tapes decussata L., Cerithium vulgatum Brug., Turritella communis L., T. triplicata Broc. (wahrscheinlich T. turbona Monterosato, wie aus der Abbildung eines Exemplars hervorgeht, die wir Hamilton[4]) verdanken), Murex brandaris L., Chenopus pespelicani L. Weiter kommen Holzstücke vor[5]), welche Spuren von Verflößung zeigen und nur durch Wasser dorthin gebracht sein können. Es kann sich dabei nicht um Baumstämme handeln, die auf dem festen Lande lagen und durch unterirdische Explosionen begraben wurden. Abich gibt Analysen des gelben und des grauen Tuffes von Posillipo[6]), die ich später anführen werde.

[1]) Günther, The Phlegr. fields, S. 430, Fig. 11. — Contributions to the Study of Earth-movements in the Bay of Napels. Westminster 1903, S. 10, 19, 29, 30, 35.
[2]) Hamilton, Campi Phlegraei, Taf. 32, Fig. 4.
[3]) Campania S. 121.
[4]) Campi Phlegraei, Taf. 35, Fig. 3.
[5]) Hamilton, a. a. O. Taf. 35, Fig. 2. — Scacchi, Campania S. 118.
[6]) Natur der vulkan. Erscheinungen S. 92.

XXIII. Fuorigrotta.

In dem höchsten Teile des gelben Tuffes traf man eine Schlackenbank an, als für die Kanalisation von Neapel die Emissare von Cumä (ital. Cuma) und Coroglio durch den Hügel von Posillipo geführt, 115 m von der Mündung des Tunnels der Straßenbahn nach Fuorigrotta, zwischen den Höhen 3,95 und 15,60 m ü. d. M. Es wurden aber nicht die höchsten Teile der Bank angetroffen. Diese Emissare gehen aus bei der Werft in Piedigrotta nördlich von dem neuen Tunnel der Straßenbahn.

Alle Notizen, welche ich jetzt gebe, stammen aus der vorzüglichen Arbeit Dell' Erbas[1]). Der Emissar von Cumä, dessen Stollen im Mittel 4,10 m hoch war und in 12 m Meereshöhe beginnt, hat ein Gefälle von 0,633 auf 1000, derjenige von Coroglio mit einem 3,90 m hohen Stollen in einer Meereshöhe von 4,50 m eine solche von 0,75 auf 1000. Der Emissar von Cumä geht, nachdem er unter dem Tunnel der Straßenbahn angekommen ist, unter diesem weiter, derjenige von Coroglio geht in gerader Linie und senkrecht unter der Mündung Fuorigrotta der alten Grotte von Pozzuoli fort. Die Schlackenmasse wird, wie in allen anderen bekannten Fällen, bedeckt von »una massa tufacea mista a blocchi isolati e di vario volume della trachite stessa«, welcher das Liegende des gelben Tuffs des Hügels Posillipo bildet. Man traf diese Masse, welche sehr wenig geneigt ist, nur beim Emissar von Coroglio an, bei 650 m, und von 660 bis 682 m, also auf 22 m steigt sie nur 3,40 m empor, »quindi, con pendenza più lieve, giunge ad occupare tutta l'altezza del traforo«.

Der Schlackenberg oder die trachytische Masse wird nach Dell'Erba von dem Emissar von Cumä in einer Höhe von 11,50 m ü. d. M. in der Sohle getroffen bei 735,20 m, ed è venuta a cessare .. alla progressiva di 778,10 m dopo circa 43 m; presentava nella superficie estrema una forte pendenza dal lato di Piedigrotta ed un declivio piu rapido ancora verso Fuorigrotta«, eine fast kuppenförmige Gestalt, die am Gewölbe des Emissars nur auf eine Strecke von 10 m angetroffen wurde.

In dem tiefer liegenden Emissar von Coroglio wurde dieselbe Masse in der Sohle 3,95 m ü. d. M. bei 720 m angetroffen. Bis 731 m, d. i. 11 m lang, steigt sie 2,16 m, stets von Tuff mit wenig trachytischen Massen bedeckt; erst bei 747 m, d. i. nach weiteren 16 m steigt sie noch um 1,74 m bis an das Gewölbe. Bei 754 m, schreibt Dell'Erba, fängt sie an, in der Sohle zu verschwinden, die in dem gewöhnlichen Tuff angelegt ist, aber erst 13 m weiter bei 767 m verschwindet sie im Gewölbe. Die Masse wird also vom Emissar auf 47 m durchschnitten, aber nur 34 m in der Sohle und 20 m in der Wölbung, was man der Kuppenform zuschreiben muß. Das Minimum der Entfernung zwischen den Orten des ersten Antreffens der Trachyte in den zwei Emissaren ist 78 m und die Verbindungslinie dieser Punkte streicht von NNW nach SSO. Dell' Erba scheint von der Ansicht auszugehen, daß das durchbrochene Gebiet nicht aus seiner ursprünglichen Lagerung gebracht sei, und daß die Schichten horizontal seien. Er glaubt daher, daß die wahrscheinliche Mächtigkeit der durchbrochenen Eruptivmasse 11,65 m betrage. Da der tiefer liegende Emissar von Coroglio die Masse etwa 20 m lang im Gewölbe und derjenige höher gelegene von Cumä 43 m lang in der Sohle durchbrochen hat, so nimmt Dell' Erba an, daß die Kuppe sich mehr nach N ausdehnt, und daß sie von dem Emissar von Coroglio mehr nach außen hin durchbrochen worden ist, als von dem anderen.

Man muß jedoch bemerken, daß die Tuffschichten von Posillipo nahe bei Fuorigrotta etwas nach NNW einfallen. Auch die Schlackenbank dürfte disloziert und einige Grade gegen ONO geneigt sein mit einigen Unterschieden, soweit man von außen beobachten kann. In der Tat ist die Basis der Eruptivmasse in dem Emissar von Coroglio augen-

[1]) Sanidinite sod. pir. a. a. O.

scheinlich von W nach O geneigt, wodurch die Kuppenform notgedrungener Weise ausgeschlossen ist. Überdies finden sich die in dem Tuffe eingestreuten Schlackenbänke nur auf der Ostseite, d. h. im höheren Teile, also im Hangenden, nicht im Liegenden. Es ist also nicht unmöglich, daß es sich um eine Linse handelt, welche dem Ursprunge nach einem Eruptivkegel entspricht. Dell' Erba hält das Gestein für einen wirklichen Lavastrom; aber nach der Beschreibung tragen die Eruptivmassen den gleichen Charakter wie die Schlacken des M. Nuovo und aller bisher erwähnten Orte. Sie sind mit schlackigen und mit mehr kompakten Massen gemischt, wobei erstere überwiegen. Zuweilen ist das Gestein »stirata, e quindi fibrosa, talora con zone ricurve, quasi cordonate .. Anche le parti più compatte non sono scevre di pori. Talora la roccia si sbrandella per modo da sembrare quasi un conglomerato, i cui piccoli frammenti si staccano con lieve pressione delle dita, essendo isolati tra loro da esili screpolature che s'intrecciano in tutti i sensi ... È interessante il notare che incastonati nella massa o più di frequente commisti ai detriti .. si osservano frammenti angolosi di roccia eterogenea; giungono a qualche centimetro di lunghezza, ma d'ordinario sono piccoli, ora compatti ora fragilissimi, fino ad essere resi quasi polverulenti, imbiancati e matti ovvero ingialliti. Spesso è facile distaccare i più tenaci e nel posto da essi occupato resta un vuoto della loro perfetta forma esteriore, le cui pareti si vedono talora spalmate di una sostanza polverulenta e più chiara; in altri, e massime in quelli ingialliti, è facile osservare un cercine più fragile e più chiaro che li circonda parallelamente al contorno della spessezza fino ad un millimetro ... Il colore della roccia è grigio-oscuro fino al bruno, costituendo alle volte macchie distinte .. In taluni punti è ingiallita .. Ruvidissima al tatto; sonora del suono delle scorie.«

Die Dichtigkeit beträgt 2,687.

»Nella massa si notano sparsi e non abbondanti, cristalli feldspatici .. molto rara appare qualche laminetta di mica bruno-rossastra.« In zwei Stücken hat Dell' Erba »notato un nodulo piuttosto grosso di olivina.« Unter dem Mikroskop »la massa fondamentale in taluni casi si scorge piuttosto riccamente cristallina chiara .. mista ad una base amorfa e bruna; questa talora è sparsa irregolarmente, altre volte forma frequenti cordoni allineati e presso che paralleli fra loro. In altri saggi la massa si scinde quasi per metà tra cristallina e amorfa. Finalmente la base amorfa prende il sopramento in altri saggi, laonde si ha una massa brunafino a nera, frammezzata da spiragli lucidi .. ove più ove meno ravvicinati fino a ridursi a veri punti.«

»La parte oscura a fortissimo ingrandimento resta omogenea e là dove per scarsezza si rende meno oscura si scinde parzialmente in un ammasso di globuli bruni ... La parte cristallina e più rischiarata si determina di tessitura microlitica, a nicol incrociati con polarizzazione d'aggregati .. Eccezionalmente riscontrasi in qualche raro punto anche la tessitura micro-sferolitica. Le segregrazioni, che appartengono a feldspati hanno colore bianco sporco. Vi sono inclusi dei pori a gas; qualche granulo nero di magnetite, rarissima mica, e abbondantissimi cristallini feldspatici di anortite con qualche rarissimo individuo .. di sanidino e qualche raro cristallo di labradorite.«

Die großen Einsprenglinge von mehr oder weniger hervorstehender grüner Farbe gehören dem grünen Augit und häufig dem Biotit an. Olivin und Hornblende sind kaum vertreten, dagegen kommt Magnetit in schwarzen Körnern häufig vor. Unter den zahlreichen Mikrolithen kommen am häufigsten die von Augit vor, dann die von Biotit und weniger solche von Anorthit. Einige Mikrolithen sind wahrscheinlich Sanidin, reichlich finden sich Nadeln von Apatit. Dell' Erba nennt dieses Gestein Pyroxen-Glimmer-Andesit. Es hat alle Eigenschaften eines Augittrachyts vom Ponzatypus[1]), wie er gerade auf den Inseln

[1]) Rosenbusch, 2. Aufl., S. 597.

Ponza und Ischia vorkommt und zeichnet sich durch das Fehlen von Sodalith und durch Armut an Sanidin aus. Oberhalb der Schlackenbänke, mindestens 15,60 m höher, kommen isolierte Schlacken im gelben Tuffe vor, der dort eine Höhe von 170 m erreicht[1]).

XXIV. Monte di Procida.

Die Anhäufungen von Schlacken und Projektilen, welche sich bis wenige Meter über dem Meere längs der Küste des M. di Procida auf eine Länge von 2,5 km, gerade gegenüber der Insel Procida vom Mare Morto bis zur alten Mündung des Fusaro finden, sind von Scacchi (Campania S. 242) beschrieben worden, aber von Niemand weiter. Die älteren Schichten gehen über dem Meeresspiegel zu Tage aus zwischen der Punta di Palommara oder Palombara und der Marina di Acqua morta, d. h. in dem westlichsten Teile des M. di Procida.



Fig. 56. Zwischen der Punta di Palombara und der Cala dell' Inferno.
Grauer Tuff I, III, VI, VIII; Schlacken II; Breccie IV, VII; Konglomerat IX.

I. Am ältesten sind Tuffe von dunkelgrauer Farbe, welche am Meere zwischen der Punta di Palombara, wo sie eine Höhe von 2 m erreichen, und dem inneren Teile der Cala dell' Inferno vorkommen, dann bei der Punta dell' Inferno, dem westlichsten Punkte des M. di Procida gegenüber der Klippe von S. Martino, und an dem südlichen Ende der Marina di Acqua morta.

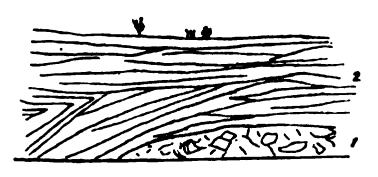


Fig. 57. Nördlich von der Punta dell' Inferno. 1:2000.
1. Rote, graue, meistens schwarze Schlacken; 2. graugelblicher Tuff von sehr feiner Beschaffenheit.

II. Darüber befindet sich eine Bank von Schlacken, welche kompakt oder blasig, mikrokristallinisch, dunkelgrau sind und denjenigen des M. Nuovo ähneln, außer daß sie gewöhnlich viel Feldspat enthalten. Von der Punta di Palombara erstrecken sich die dort etwas rötlichen Schlacken bis zum innersten Teil der Cala dell' Inferno ungefähr auf eine Länge von 0,5 km. Zunächst bilden sie an der Punta eine kleine Linse von 0,90 m Höhe, darauf eine bei der Punta 0,50 m hohe Bank, die nach S zu mächtiger

[1]) W. Hamilton, Campi Phlegraei, Taf. XVI, gibt eine Zeichnung des Tuffes von Fuorigrotta.

ist. Etwas nördlich von der Punta dell' Inferno kommen bis zum nördlichen Teile der Marina di Acqua morta Bänke in zwei leicht gekrümmten Antiklinalen vor, so daß sie auf eine kurze Strecke dazwischen in einer Synklinale im nördlichen Teile der genannten



Fig. 58. Punta dell' Inferno von Süden.
Schlacken II über dem grauen Tuff III; grauer Tuff VI, VIII.

Marina unter das Meeresniveau sinken. Dort kommen nicht nur rote[1]), sondern auch graue, besonders aber auch schwarze Schlacken vor und erreichen eine Mächtigkeit von 8 m. Man trifft sie dort von jeder Größe, kleine und große bis über 1 cbm; sie sind gewöhnlich blasig, doch kommen auch kompakte Schollen vor. Dieselben Schlacken kommen



Fig. 59. Von der Punta dell' Inferno nach Marina di Acqua morta.
Schlacken II; Grauer Tuff III, VI, VIII.

auch in dem nach dem Lande zu gelegenen Teile der Klippe di S. Martino unter horizontalen Schichten von schwarzem Tuff, der die Beschaffenheit von Konglomeraten besitzt, vor. Die Schlacken von Palombara zeigen unter dem Mikroskop eine nur mäßig glasige Grundmasse mit wenigen in den dunkleren Glaspartien eingebetteten Opaciten, mit isoliert oder in Bündeln oder Keraunoiden auftretenden Mikrolithen von Feldspaten; einige weniger

[1]) Scacchi, S. 243f.

größere löschen bei 0° aus, das sind Sanidine, andere löschen bei 4° aus, die zahlreicheren, die zwischen 37 und 51° auslöschen, sind Anorthit. Einige größere Zwillingskristalle haben wellige Auslöschung, und man findet in ihnen häufig Apatit eingeschlossen. Die Zwischenräume zwischen den Feldspat-Mikrolithen werden von Körnern von Magnetit eingenommen, die sehr häufig in Hämatit umgewandelt sind, zuweilen mit einem Hof von Limonit. Das Eisenoxyd zwischen den Feldspatstrahlen nimmt häufig die Form von Lanzenspitzen an. Oft kommen in unmittelbarem Kontakt mit Magnetit und mit Einschlüssen davon Mikrolithen von Augit vor, die meistens sehr zierlich idiomorph, zuweilen nadelartig sind, von hell- oder dunkelgrüner Farbe, wenig pleochroitisch mit kräftigen Interferenzfarben und einem Auslöschungswinkel auf den Längsseiten von 32—50°.

In einigen Schlacken der Punta dell' Inferno ist glasige Basis reichlich vorhanden mit dunklen Flecken und Opaciten, aber ohne Magnetitkörner, welche sich im Gegenteil in den helleren Partien befinden. Die Feldspate mit einem Auslöschungswinkel von 41—65° und häufig lebhaften Interferenzfarben gehören dem Anorthit an. Magnetit kommt auch in ziemlich



Fig. 60. Monte di Procida, Küste von Miniscola.
Grauer Tuff III, VI, VIII.

großen Einsprenglingen vor. Statt des beinahe gänzlich fehlenden Augits findet sich, wenn auch selten, Ägirinaugit in vollständigen Prismen, mit lebhaftem Pleochroismus von gelb nach hellgrün, einem Auslöschungswinkel c:c von 60°, auch in unmittelbarem Kontakt mit hellgrüner Hornblende, welche häufig in Mikrolithen vorkommt, fast gar keinen Pleochroismus, ganz schwache Interferenzfarben und einen Auslöschungswinkel auf (110) von 0°, 3°, 4° und in einem Falle von 8° besitzt. Häufig kommt Sodalith in Würfeln oder Hexagonen vor und Hauyn.

III, VI, VIII (vgl. Fig. 55 S. 130). Es folgen Schichten von grauem Tuff, die in ihrer Feinheit dem höher gelegenen grauen Tuff ähneln; in ihnen treten unterbrochene Bänke anderer Schlacken und Konglomerate auf. Zunächst kommt ein Tuff (III) von feiner Beschaffenheit, der dunkel, grau-gelblich ist und bei der Cala dell' Inferno und bei der darauf folgenden gleichnamigen Spitze die Schlacken mit Schichten bedeckt, die unten nach NW einfallen und geneigt sind, oben aber horizontal verlaufen. Südlich von der Montagna d'Innocenzo, welche der nördlichste Teil des M. di Procida ist, zwischen diesem und der Cala dell Inferno nimmt die Mächtigkeit des Tuffes von 6 auf 5 m ab. An derselben Montagna d'Innocenzo steht nach Palombara im S oberhalb des Tuffes Nr. III mit 4—8 m ein

hellgrauer körniger Tuff an, der sehr feinkörnig und sehr fein geschichtet ist. Die Schichten sind horizontal und enthalten Bimssteinschichten bis zu 0,60 m Höhe und Schichten mit kleinen Fragmenten von Obsidian. Alle diese Tuffe sieht man auch, ohne auf das Meer gehen zu müssen, an der Basis der Montagna d'Innocenzo, d. h. im Meeresniveau, südlich von der alten Mündung des Fusaro und links von der kleinen Bucht von Torre Gaveta. Infolge der chemischen Wirkung des Meerwassers ist das Gestein oberflächlich geschwärzt. Diese Tuffe, in denen wir längs des ganzen Strandes des M. di Procida häufig Schlacken und Konglomerate erblicken, erscheinen wieder, ohne anderes Material, am südlichen Ende des Monte, am Strande von Miniscola, auf eine Höhe von mindestens 30 m unter den Konglomeraten IX.



Fig. 61. Klippen von Miniscola.
Schlacken X.

IV, VII. Es folgen südlich von der Montagna d'Innocenzo längs des Meeres in der Cala dell' Inferno oberhalb des grauen Tuffes Nr. III, der 5 m mächtig ist, und mitten in den Tuffen VI und VIII zwei ziemlich lange Linsen von Konglomerat und von vulkanischer Breccie, die wir alsbald besprechen werden, mit folgender Lagerung: über dem grauen Tuff Nr. III liegt eine erste Bank von Konglomerat IV, 3 m mächtig, dann folgen 4 m grauer Tuff VI, dann eine andere Konglomeratbank VII, 4 m mächtig, wieder eine Tuffbank VIII, die 2 m mächtig ist.

IX. Diese wird von einer letzten Konglomeratbank IX bedeckt, die durch ihre Mächtigkeit und die komplizierte Zusammensetzung größere Aufmerksamkeit verdient. Man kann sie gut beobachten, wenn man von der Landseite die Montagna d'Innocenzo besteigt. Dort trifft man oberhalb des grauen Tuffes III, VI, VIII mit einem sehr deutlichen Absatz eine nicht zusammenhängende Breccie mit bis zu $\frac{1}{2}$ cbm großen Stücken von sehr verschiedenem Aussehen an, die eckig sind, aber doch Spuren einer wahrscheinlich durch Wasser hervorgerufenen Abrollung zeigen, und mit einem dunklen Tuff umhüllt sind. Darunter finden sich wenige Stücke schwarzer oder roter Schlacken und verschiedene helle Trachyte, die den Sanidiniten des M. Olibano gleichen, auch schwarze, wie die Flammen des Piperno, ferner solche die etwas blasig und glasig sind und zahlreiche Einschlüsse von Plagioklas, besonders von Anorthit mit wenigem Labradorit und noch seltener auftretendem Sanidin mit welliger Auslöschung, der wieder Magnetit einschließt, enthalten, ferner von Augit mit außergewöhnlich schwachen Interferenzfarben wegen der schon begonnenen Zersetzung und mit Gaseinschlüssen, selten von Ägirinaugit, von Biotit und Magnetit in wenigen aber großen Kristallen. Das Glas in der Grundmasse dieser schwarzen Trachyte hat eine deutlich fluidale Struktur, die sich auch in dem Wechsel heller, durch die beginnende Kaolinisierung meist opaker Schichten mit durch die Limonitisierung der Opacite dunkelbraunen ausdrückt, und enthält wenige kleine Mikrolithen von Sanidin und Überbleibsel von Feldspat-Sphärolithen.

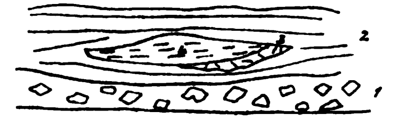


Fig. 62. Östlich von der Torre Fuma.
1. Museumsbreccie; 2. gelber Tuff; 3. aschgraue, gelbliche, dunkle Schlacken; 4. dunkelgrauer, augitischer Tuff.

Ferner kommen sehr große Bimssteine, welche schon Kalkowsky bemerkt hat, und sehr schwarze Obsidiane von gelber bis grünlichgelber Farbe im durchfallenden Lichte, zuweilen mit aschgrauen Zonen, in sehr großen Stücken vor, die bisweilen breccienartig sind und kleine eckige Stücke von Trachyt, der entweder hell und mikrokristallinisch oder sehr reich an Sanidin ist, und von rotem Tuff einschließen. Diese Obsidiane wurden schon von Deecke[1]) und Abich erwähnt; letzterer beobachtete, daß sie sich in Weißglühhitze, wie die anderen der Phlegräischen Felder, schnell aufblähen und in Bimsstein verwandeln. H. S. Washington[2]) redet von schwarzen, glasigen Obsidianen des M. di Procida nach Cumä, in deren Grundmasse kleine Kristalle von Sanidin beobachtet wurden mit einer Struktur, die derjenigen ähnelt, welche er keraunoidisch nennt, die von Nadeln von Sanidin, welche von einem Hauptkristall ausstrahlen, gebildet wird. Der Obsidian erweist sich unter dem Mikroskop aus einer vollständig glasigen, durchscheinenden Masse zusammengesetzt, meist ohne Opacite und mit einer sehr feinen fluidalen Struktur mit Fäden, die kaum dunkler sind und die fremden Fragmente und auch Kristalle von vorherexistierendem Feldspat, nicht immer auch Kristalle von Augit umschließen. Er zeigt viele Ähnlichkeiten mit den glasigen Schlacken von S. Maria al Monte und S. Maria del Pianto. In einigen Exemplaren kommen 1. sehr dünne Mikrolithen vor, bis 19 μ lang, mit sehr schwachen Interferenzfarben, wahrscheinlich von Sanidin; von ihnen ist bisweilen nur der Abdruck übrig geblieben; um sie herum finden sich zuweilen feine, unregelmäßige Zonen von Opaciten; 2. grobe Kristalle von Magnetit; 3. gröbere Kristalle, die aber nicht immer vollständig sind, von Augit, die meist den Magnetit begleiten; es gewinnt aber nicht den Anschein, als ob letzterer aus der Resorption jener hervorgegangen wäre, vielmehr bildete sich der Augit durch das im Überschuß vorhandene Eisenoxyd. 4. sehr selten kommt Glimmer vor. Die groben Einsprenglinge gehören der ganzen Reihe der Feldspate an und sind reich an bisweilen weißen opaken Glaseinschlüsssen, die in Zonen verteilt sind; meist besitzen sie eine deutlich polysynthetische Struktur mit lebhaften Interferenzfarben und nicht sehr großen Auslöschungswinkeln. Einige Kristalle von zonarer Struktur sind im Kern saurer mit Übergang vom Oligoklas (Auslöschungswinkel auf (010) 11° 5′) zum Anorthit (Auslöschungswinkel 39—47°); in anderen kommt man vom Sanidin zu einer Hülle von Albit. Andere Kristalle weisen infolge ihres Auslöschungswinkels von 22° zur Zone $P:M$ auf Labradorit hin. In anderen Exemplaren von Obsidian, in denen man gröbere Einsprenglinge nicht bemerkt, scheint Plagioklas zu fehlen. Dort kommen große Mikrolithen von Sanidin vor, meist in Zwillingen nach dem Karlsbader Gesetz mit verschiedenen Auslöschungsrichtungen auf verschiedenen Zonen. Häufiger sind die viel kleineren, idiomorphen, immer sehr scharfen Kristalle von grünem Ägirinaugit, die leicht pleochroitisch sind von gelbgrün nach grasgrün und sehr geringe Absorptionsdifferenz zeigen, mit wenig lebhaften Interferenzfarben, bisweilen in Zwillingen, mit zwei Spaltungsebenen, die aber sehr wenig deutlich sind, nach dem Prisma und nach einem Pinakoid; der Winkel c:c beträgt 60°; zuweilen mit Zonen, die kaum einen größeren Auslöschungswinkel besitzen, von Ägirin. Ich habe auch achtseitige Kristalle von Ägirin, mit einem Auslöschungswinkel von 69°, gefunden. An einigen Stellen kommt auch Augit in prismatischen Kristallen und mit einem Auslöschungswinkel von 41° auf (010) vor. Ein Kristall war von einem Hornblendekristall durchdrungen, beide hellgrün mit gemeinsamer Vertikalachse und Symmetrieebene. Die Spaltungsebenen sind in der Hornblende, nicht aber im Augit deutlich zu bemerken; der Pleochroismus ist größer in der Hornblende. Die Differenz in der Absorption ist in ersterem größer, in letzterer kleiner. Die Interferenzfarben sind

[1]) Deecke, Fossa Lupara, S. 169.
[2]) H. S. Washington, Ischian trachytes. (Amer. journ. of sc. 1896, S. 381.)

sehr lebhaft im Augit, sehr schwach in der Hornblende. Der Auslöschungswinkel auf (010) ist 39° im ersten, 15° im zweiten. Magnetit kommt in Oktaedern und in Würfeln vor, ist aber wenig häufig.

Scacchi[1]) erwähnte Leucitophyre von verschiedenem Aussehen, die in den Phlegräischen Feldern sonst nur bei S. Maria del Pianto gefunden worden wären. Kalkowsky[2]) sagt ausdrücklich, daß er leucithaltiges Gestein nicht angetroffen habe. In Wirklichkeit findet man zahlreiche Fragmente von phonolithoidem Leucittephrit ähnlich denjenigen von Tavolato und anderen Orten des Vulkans von Latium, ausgezeichnet durch reichlichen Sanidin in der Grundmasse und zuweilen unter den Einsprenglingen, und Anorthit, nebst spärlicherem Augit und eventueller Anwesenheit von Nosean. Das Gestein ist meist aschgrau, hell oder bläulich mit Einsprenglingen von dunkelgrünem Pyroxen und mit weißen, bis zu 5 mm großen Gruppen von Kristallen von Leucit, die weißbläulich oder gelblich, undurchsichtig sind und rosettenförmig um Kristalle von Magnetit herum verteilt, der mehr oder weniger zersetzt ist, oder von Pyroxen. Unter dem Mikroskop zeigt sich glasige Basis in der Grundmasse nur sehr selten oder gar nicht; man findet:

1. Allotriomorphe Blättchen oder feine Kristalle, selten Nadeln von Sanidin, meist einfach, seltener verzwillingt nach dem Karlsbader und dem Manebacher Gesetz, mit sehr schwachen Interferenzfarben und Auslöschung von 0°.

2. Einen Filz von größeren, aber nicht häufigen Mikrolithen von Labradorit, Bytownit, seltener von Anorthit, welche 14—20 μ lang und 5 μ breit sind, manchmal aber auch noch größer werden und dann isoliert liegen und idiomorph sind. Alle sind wohl erhalten und mikrotinartig mit polysynthetischer Struktur mit breiten Lamellen und lebhaften Interferenzfarben. In einigen Exemplaren finden sich Sphärolithe, die aus fünf, sechs und mehr Kristallen von Plagioklas bestehen, welche sich unregelmäßig durchdringen und radialstrahlig angeordnet sind. Mikrolithen von Sanidin kommen bisweilen gar nicht vor, dagegen sind diejenigen von Labradorit sehr zahlreich mit dem konstanten Auslöschungswinkel von — 22 bis 23° 30′ auf (010) und von 6—13° auf (001); selten sind Mikrolithen von Anorthit. Feldspat-Einsprenglinge fehlen in einigen Bruchstücken, in anderen sind sehr selten Sanidin und Plagioklas, in anderen findet man nur Anorthit oder Labradorit. Einige Kristalle haben eine regelmäßige zonare Struktur, sie sind an der Oberfläche entweder mehr sauer oder mehr basisch. Einige sind zertrümmert mit verschobenen, aber doch nahe beieinander liegenden Bruchstücken, oder sie sind nur gekrümmt. Es kommt auch undulöse Auslöschung vor. Sie enthalten Mikrolithen von Apatit.

3. Augit fehlt zuweilen vollständig, besonders in Mikrolithen. Es finden sich jedoch wenige, aber große Einsprenglinge von basaltischem Augit mit $c:c = 54°$ und einem Auslöschungswinkel von 46° auf (010); sie sind rissig, mit schwachen Interferenzfarben neben den Spalten wahrscheinlich infolge der Entfernung von Eisenoxyd.

4. Mit Augit verwachsene Kristalle von brauner Hornblende oder der grünen Hornblende ähnlich, dunkelgrün und pleochroitisch, die unter 6° gegen die Linien der Spaltbarkeit nach (110) auslöschen, mit Einschlüssen von Labradorit und Apatit und häufigeren Glaseinschlüssen als im Augit.

5. Seltene große Kristalle von Magnetit, welche an Augit angrenzen oder den Leuciten als Kern dienen, und zerstreute Mikrolithen, die manchmal in prismatischer Form, als ob sie in Kristallskeletten von Glimmer lägen, zusammengehäuft und in braunen oder gelblichen Limonit zersetzt sind, der dem Gestein die Farbe verleiht, seltener in Hämatit.

[1]) Campania, S. 244.

[2]) Der Leucitophyr vom Averner See. (Neues Jahrb. f. Min. u. Geol. 1878, S. 727.)

6. Der Leucit, der oft in zwei Generationen, ohne Doppelbrechung, einen großen Teil der Masse bildet, ist durchscheinend, isotrop, und die Schnitte sind idiomorph, meist aber unregelmäßig und zuweilen abgerundet.. Es kommen auch allotriomorphe Körner vor. Meist sind die Kristalle zu verschiedenartigen Gruppen angeordnet, seltener kommen sie isoliert vor. Sie sind stets von sehr unregelmäßigen Spalten durchzogen, die zuweilen Eisenoxyde enthalten; die Masse zwischen den Spalten wird bisweilen von konzentrischen kleinen Kugeln mit perlitischer Struktur eingenommen, welche sicher Stadien der Zersetzung entsprechen. Einige Risse sind von sehr feinen Kaolinanhäufungen mit ziemlich lebhaften Interferenzfarben ausgefüllt, die durch Zersetzung entstanden sind. Es finden sich auch sehr feine Einschlüsse eines optisch zweiachsigen Minerals, das wahrscheinlich Augit ist.

7. In einigen Exemplaren habe ich quadratische Schnitte gesehen, die wenig durchsichtig und rötlichweiß in reflektiertem Lichte waren, mit einem breiten Saum und einigen Flecken von braunem Eisenhydroxyd. Ich glaube, daß es sich um Nosean handelt.

8. Biotit kommt nur in einigen Exemplaren manchmal in sehr dünnen Schuppen vor und ist dann ziemlich stark in Limonit zersetzt, manchmal tritt er auch häufiger auf und stets von Mikrolithen von Magnetit begleitet.

An manchen Exemplaren von Leucittephrit, in denen die Veränderung durch Wasser und vielleicht durch die solfatare Tätigkeit ziemlich weit vorgeschritten ist, wird der Plagioklas begleitet oder ersetzt durch eine weiße Masse, die wenig durchsichtig ist, keine Spuren von Spaltbarkeit aufweist und bei schwacher Vergrößerung für Glas gehalten werden könnte. In jedem Kristall, der zu einem Skelett reduziert ist, sind die Einschlüsse und die Sprünge mit dieser Masse erfüllt, welche manchmal auch einen ziemlich scharf begrenzten Kern im Innern bildet. Diese Masse setzt sich bei starker Vergrößerung aus Aggregaten und irisierenden Rosetten mit schwacher Doppelbrechung zusammen und ist daher von Muskowit verschieden und dem Kaolin zuzurechnen. In solchem Gestein bemerkt man also den Beginn der Veränderung der kalkhaltigen Feldspate.

Einige Fragmente desselben Leucittephrits verdienen noch eine besondere Beachtung. Sie sind kompakt, von aschgrauer Farbe, mit sehr feinen weißen und schwarzen Flecken und zeigen kaum irgend einen dunklen Kristall von Hornblende, dagegen viele Poren, die von schwarzen Konkretionen von Hämatit und Kristallen von kupferrotem Biotit, von Orthoklas, von Anorthit und wahrscheinlich auch noch von anderen Mineralien eingenommen werden, welche von einer feinen weißen Patina bedeckt sind. Unter dem Mikroskop besteht die Grundmasse aus Mikrolithen von Labradorit, selten von Anorthit, denen sich zahlreiche kubische Mikrolithen von Magnetit, die sich zuweilen in Hämatit umgewandelt haben, und außerdem auch zahlreiche Mikrolithen einer besonderen Varietät von Augit zugesellen. Es sind das einfache prismatische Mikrolithen, weil sie gegen die Symmetrieebene gesehen die Endflächen $(11\bar{1})$ aufweisen; sie sind fast durchsichtig, grünbläulich und fast gar nicht pleochroitisch mit einer sehr schwachen Absorption und kräftigen Interferenzfarben. Soweit man die Auslöschung beobachten kann, so beträgt der Winkel auf (010) 38° und 44°, meist aber 46°. Die Farbe dieser Kristalle, die vielleicht auf einen kleinen Gehalt an Titan zurückzuführen ist, hat man sonst nicht in den Phlegräischen Feldern beobachtet. Die Einsprenglinge sind selten Sanidin, Biotit, der an den Rändern zersetzt ist, Leucit in groben Körnern und allotriomorphen Kristallen, aus denen fast die ganze Masse besteht, und braune Hornblende. Diese kommt in größeren Kristallen als die Augitmikrolithen vor und ist stark pleochroitisch mit $\mathfrak{c}$ dunkelbraun, $\mathfrak{b}$ gelblichbraun und $\mathfrak{a}$ gelblichgrün mit sehr beträchtlicher Absorption $\mathfrak{c} > \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$; sie gehört zu den ältesten Ausscheidungen aus dem Magma. Die schon erwähnten, den Poren entsprechenden Konkretionen von Hämatit sind im auffallenden Lichte braun oder rötlich mit deutlicher, konkretionärer Struktur mit feinen

parallelen Zonen, opak in dickeren Schliffen, von roter Farbe im durchfallenden Lichte in den dünneren Präparaten. Die Varietät des Augits unterscheidet dies Gestein von anderen.

Eine der bemerkenswertesten und sonst nicht vorkommenden Gesteinsarten der Phlegräischen Felder findet sich in den Breccien; es ist das ein grünlicher, kompakter Trachyt mit groben Einsprenglingen von Pyroxen und von Amphibol, die charakteristisch sind. Unter dem Mikroskop ist die helle durchscheinende Grundmasse sehr glasig, mit unzähligen Nadeln von Sanidin, welche unter 0° auslöschen. Einige größere Kristalle, welche nur selten vorkommen und unter 14° auslöschen, könnten Labradorit sein. Man könnte behaupten, daß der Pyroxen und der Amphibol drei Generationen angehören. Sie besitzen beide beinahe die gleichen Eigenschaften, sind hellgrün, mit Glasglanz bis harzig glänzend, in dünnen Schnitten sehr hell, fast farblos und durchscheinend, fast ohne Pleochroismus, der etwas größer in dem Amphibol ist. Die etwas längeren prismatischen Kristalle sind besonders an der Basis korrodiert; sie sind manchmal zerbrochen, im Magma verschoben und fluidal verteilt.

Der Augit kommt meist in sechs- oder achtseitigen Schnitten vor. In den Schnitten der Zone 001:100 geben die Spaltungsrisse, die gewöhnlich wenig regelmäßig sind, rhombische Figuren mit einer Auslöschung, die stets zu jenen Rissen geneigt ist. In den senkrecht zu der Achse des Prismas stehenden Schnitten kreuzen sich die Risse fast senkrecht, in den Schnitten der Zone des Prismas sind die Spaltungsrisse parallel und gewöhnlich regelmäßig. Es kommen auch Zwillinge vor nach (122) und (101). Die Interferenzfarben sind sehr lebhaft, besonders in den mehr zersetzten Kristallen und verschieden in Teilen des Kristalls längs den Spaltungsflächen und nach außen zu. Der Auslöschungswinkel beträgt zwischen 39° und 54°.

Der Amphibol bietet sich stets in leistenförmigen kleineren Prismen dar, die häufig Zwillinge nach (100) mit deutlicher Spaltbarkeit sind. An der Basis sind sie unregelmäßig und in Fasern aufgelöst. Die Interferenzfarben sind wenig lebhaft, meistens gelblich und grünlich, etwas bunter an den Spaltungsflächen und an der Oberfläche. Gegen die Spaltungslinien ist der Auslöschungswinkel sehr beständig 0°—22°, selten bis zu 25°. Diese Kristalle, die man eher für Aktinolith als für Hornblende halten möchte, gehören meist der zweiten Erstarrung an, zwischen der ersten der großen Kristalle von Augit, und der dritten, in welcher sie zu Mikrolithen meist von Augit reduziert wurden, was bei den Amphibolen selten vorkommt. Einschlüsse gibt es nicht. Häufig treten Körnchen und schwarze Würfelchen von Magnetit auf.

In denselben Breccien gibt es Massen von gelbem oder dunklem Tuff, die bisweilen durch die Hitze rötlich geworden sind. Als wir die Stelle besichtigten, fand De Lorenzo einen einzigen Auswürfling von rötlichem Kalk, der teilweise dicht, teilweise kristallinisch und etwas umgewandelt war mit grünen, vielleicht chloritischen Häutchen. Am Fuße des Absturzes, wo die Breccie zu Tage tritt, fanden wir dann etwas abgerollte, nicht große Stücke von brecciösem Tuff und darin Pecten und andere Bivalven, sehr gut erhalten und von sehr frischem Aussehen; in anderen Stücken fand man Cladocora caespitosa Ed. et H. Wir konnten uns nicht entschließen, zu entscheiden, ob sie, was wahrscheinlich ist, von dem Absturze herrühren, oder ob sie als Ballast von irgend einer Barke hergebracht sind. Deecke erwähnt auch, daß er Tuffstücke gefunden hat mit marinen Mollusken[1]).

Nach oben zu sind die fragmentartigen Stücke selten, und der etwas dunkle Tuff waltet vor. Die Mächtigkeit der Breccie an der Montagna d'Innocenzo beträgt im ganzen ungefähr 8 m. Die höhere Konglomeratenbank (IX) ist auch beständiger, aber im allgemeinen bilden diese Konglomerate Linsen, die mehr oder weniger unterbrochen sind, indem sie

[1]) Deecke, Geol. Führer durch Campanien, S. 97.

entweder zusammenfließen oder getrennt sind. Bei der Punta dell' Inferno verschmälern sich die beiden Bänke IV und VII so, daß die untere (IV) sich auf 1 m reduziert, die obere (VII) auf 0,50 m. Bald darauf hören sie auf, um von Neuem zu erscheinen, wahrscheinlich mit der höheren Bank IX bei der Marina di Acqua morta unterhalb des Friedhofes des M. di Procida in horizontalen Schichten von ziemlicher Mächtigkeit vereinigt. In diesen Konglomeraten kommen einige grobe Gerölle vor, die eine teilweise Abrollung im Meere bekunden. Östlich von der Torre Fuma am Strande gegen den Schiavone verschwinden die Konglomerate, aber die Schichten steigen wieder mit bemerkenswerter Neigung gegen O empor, auf der Seite von Miniscola erscheinen sie wieder auf eine kurze Strecke gegenüber den Klippen von Schiavone auf eine Höhe von 6 m über dem ziemlich mächtigen grauen Tuff, und sie sind wahrscheinlich die Äquivalente für die höhere Bank IX an der Montagna d'Innocenzo; weiterhin hören sie gänzlich auf.



Fig. 63. Zwischen der Montagna d'Innocenzo und der Punta di Palombara.
Grauer Tuff II, VI, VIII, Schlacken V, Breccie IX.

V. Zwischen den zwei schon erwähnten Schichten von Tuff III und VI—VIII kommt zwischen der Montagna d'Innocenzo und der Punta di Palombara eine isolierte 2 m mächtige und 20 m lange Linse zum Vorschein. Sie besteht aus schwarzen blasigen breccienartigen Schlacken, welche jünger sind als diejenigen, die wir früher besprochen haben, und die südlich an einigen anderen Punkten längs des Meeres wieder auftreten. Diese Schlacken sind hellgrau, feinkörnig, kompakt, häufig ohne sichtbare Einsprenglinge oder noch öfter dunkelgrau, sehr blasig und glasig. Die kompaktesten erscheinen unter dem Mikroskop ziemlich glasig, reich an Bläschen, mit fluidaler Struktur, insbesondere wenn große Einschlüsse fehlen. Das Glas ist reich an Körnern und Würfelchen von Magnetit, die manchmal mit einem Hof von Limonit, der ihn braun färbt, umgeben sind, oder es ist durchsichtig und reich an Nadeln, die etwas gekrümmt sind oder in Büscheln oder Keraunoiden auftreten, von Feldspat, zuweilen in Zwillingen, mit Bruchstücken, in denen die Mikrolithen doppelt so groß sind. Sanidin kommt sehr selten vor, wir haben hier Anorthit vor uns mit einem Auslöschungswinkel von 36° und mehr. Der Augit kommt in Mikrolithen mit charakteristischem Auslöschungswinkel und sparsam in größeren Kristallen vor. Häufiger ist grüne Hornblende in ziemlich großen Kristallen, nach (110) verlängert, mit einem Auslöschungswinkel von 3° auf dem Prisma und einem Pleochroismus von hellgrün nach gelblich und dunkelgrün, mit Einschlüssen von Magnetit.

Die dunklen blasigen Schlacken mit teils häufigeren, teils selteneren makroskopischen Einsprenglingen von Feldspat, auch von Biotit, seltener von Augit, bestehen größtenteils aus hellerem oder durch zahlreiche Opacite dunklem Glas, das bisweilen infolge beginnender Zersetzung wolkig geworden ist, mit perlitischer Struktur mit Sphäroiden, wie in den schwarzen Bestandteilen des Piperno und den Schlacken der Senga und des M. Nuovo, ohne deutliche Spuren von Fluidalität, abgesehen von einer zuweilen auftretenden parallelen Verteilung der perlitischen Massen, von der Anordnung der Blasen oder von einem seltener vorkommenden Wechsel der teils hellen, teils durch Opacite dunklen Glaszonen. Die Perlite, welche reich an hellbraunen Opaciten sind, werden oft von sehr regelmäßigen Sechsecken oder Vierecken oder von langen oder kurzen Kurven begrenzt, die in Reihen verteilt und von braunen Opaciten oder von sehr feinen Körnern vielleicht von Magnetit begrenzt sind. Die Kugeln sind echte Sphärokristalle (sphérolithes à extinction der französischen Petrographen), die meistens vereinzelt in der Gesteinsmasse liegen oder dicht gedrängt auftreten; die kleineren sind oft unvollständig. Besonders im Mittelpunkt sind die schwarzen oder dunkelbraunen Opacite häufig, die nach außen zu infolge der Zersetzung in Limonit rötlichbraun oder gelblich werden. Die Sphärolithe überwiegen, wenn auch nicht ausschließlich, in dem helleren Teile des Glases. Manchmal sind sie in den perlitischen Teilen wenig sichtbar, obgleich die dunklen Kreuze sich in perlitischen und nichtperlitischen Teilen ohne Unterschied finden. In vielen Exemplaren mit sphäroidaler Struktur fehlen sowohl die Sphärolithe als auch Perlite. Unter den Mikrolithen finden sich Magnetit mit Flecken von Hämatit, häufiger aber von Limonit, und Augit unter denselben Bedingungen, wie in den hellen Schlacken, welche wenig glasig sind und vorher beschrieben wurden. Die im Mittel 3 μ langen Augite sind schwach pleochroitisch von gelbgrünlich nach entschiedenem gelb hin. Der Auslöschungswinkel auf (010) schwankt zwischen 42° und 56°. Ein Zwillingskristall nach (100) kam vor. Seltener kommen sie mitten in den Perliten als anderswo vor. Einen einzigen gelbgrünen habe ich gesehen, pleochroitisch nach blaugrün, der vielleicht Arfvedsonit war. Sehr selten ist Biotit. Manche Stellen sind reich an weißem oder blauem Hauyn mit blasigen Einschlüssen und Magnetit. Es findet sich weiter Sodalith in Würfeln oder Hexagonen mit Einschlüssen von Magnetit. Unter den isolierten Mikrolithen fehlt Feldspat, der in den Sphärolithen vorhanden ist. Wenn die Sphärolithe fehlen, so kommen kleinere Kristalle von Feldspat vor, welche nicht die Form von nadelartigen Mikrolithen haben und Anorthit sind. Der Feldspat überwiegt in den größeren Einsprenglingen bis zu 1 cbm. Unter diesen habe ich selten Sanidin angetroffen, überwiegend dagegen Anorthit. In den Schnitten, welche der Zone (001):(100) angehören, habe ich gefunden, daß der Auslöschungswinkel gegen die Ebene (010) bis 82° steigen kann. In einigen Kristallen ist der innere Teil saurer als der äußere. Meistens beträgt der Winkel der Auslöschung längs der Verlängerung 35°, zuweilen 46° und 48°. Einige Feldspatkristalle sind von einer Aureole von braunen Opaciten umgeben, als ob sie alle die Opacite, welche anderswo in den Sphäroiden vorkommen, eliminiert hätten. Einschlüsse von Apatit sind häufig.

In den Schlacken kommen häufig sehr kleine, fragmentarische, eckige Einschlüsse vom grünen Tuff des Epomeo oder von einem mikrokristallinischen, kompakten, weißen, dunkelgrauen oder rötlichgrauen Trachyt vor, der an Mikrolithen von Sanidin in einer spärlichen glasigen Grundmasse reich ist.

Dieselben Schlacken kommen wieder vor am südlichen Ende der Bucht der Marina di Acqua morta, aber nicht mehr mitten im Tuff, sondern mitten im Konglomerat IV, VII, IX, welches an Stelle des Tuffes auftritt. Das Eruptivgestein kommt dort in weniger schlackigen, mehr kompakten Fragmenten vor. Eine letzte Linse existiert unterhalb De Manzi, südlich von Acqua morta und nördlich von der Punta di Torre Fuma.

X, XI. Während im N gegen die alte Öffnung des Fusaro der gelbe Tuff die höheren Konglomerate IX und einige Spuren von darüber liegendem grauen Tuff XI mit großer Diskordanz überlagert, die einen bemerkenswerten Unterschied im Alter anzeigt, bedeckt dagegen im S, nach dem Strande von Miniscola hin, derselbe gelbe Tuff dieselben Konglomerate vollkommen konkordant. Ungefähr 0,50 m über dem Konglomerat kommt im gelben Tuff östlich von der Torre Fuma eine ausgedehnte Linse von anderem, dunkelgrauen Tuff vor (XI), der sehr reich an Augit und Magnetit und demjenigen ähnlich ist, der in sehr ausgedehntem Maße weiter unterhalb vorkommt. An der Basis zwischen diesem und dem gelben Tuff erscheint eine andere sehr kleine Linse mit gewöhnlichen trachytischen Schlacken X. Die Schlacken sind nicht bemerkbar an der Seite der Montagna d'Innocenzo, und der



Fig. 64. Montagna d'Innocenzo, Monte di Procida.
Grauer Tuff III, VI, VIII, XI; Breccie IX; Gelber Tuff XII.

graue Tuff erscheint dort in geringer Mächtigkeit über dem Konglomerat IX. Daraus geht hervor, daß dort der gelbe Tuff das höhere Konglomerat diskordant bedeckt. Nicht weit davon, mehr nach Osten zu, gegen die Klippen des Schiavone bilden die Schlacken eine 2 m mächtige Bank, die wenig Zusammenhang besitzt, über dem Konglomerat IX; sie werden von einem 3—6 m mächtigen, sehr weißen Tuff bedeckt, ähnlich dem oberhalb des Piperno von Soccavo und Pianura. Auch die Klippen von Miniscola, der Schiavone oder die Pietre nere werden von denselben Schlacken gebildet, die etwas mächtiger sind und oben Fragmente von grauem Tuff enthalten. Die Korrosion des Meeres hat diese Klippen in bizarrer Weise geformt, so daß sie Obelisken oder Türmchen ähneln (Vgl. Fig. 16, S. 55).

Scacchi sagt, indem er diese Schlacken beschreibt, daß sie gebildet seien von einem »trachite nera cospersa dei soliti cristalli di feldspato vitreo . . . È in parte litoidea ed in parte vitrea e le due varità si tramutano per gradi insensibili l'una nell' altra«. Breislak erwähnt auch die grauen Bimssteine, welche sich am Schiavone finden mit langen Fasern von holzartigem Aussehen[1]).

Diese Schlacken erlangen ihre größte Mächtigkeit im M. di Procida im SO, wo der sandige Strand längs des Mare Morto anfängt. Scacchi beschreibt (S. 243) sie als eine »congerie di pezzi trachitici di colore bigio turchiniccio ed alquanto scoriacei«, man bemerkt nicht »ove finisce inferiormente«. Das Gestein, welches dem vorhergehenden

[1]) Essais min., S. 223.

ähnelt, »di rado offre qualche cristallo ben determinato di feldspato ed invece suol contenere di tanto in tanto taluni cristalli bigi allungati in forma di prismi quadrati«.

XII. Alle besprochenen Massen werden mit oder ohne Diskordanz von gelbem Tuff bedeckt, welcher überdies beinahe den ganzen M. di Procida bildet, mit Ausnahme des tieferen Teiles im NO, wo er vom rezenten grauen Tuff bedeckt ist. Der gelbe Tuff am Monte d'Innocenzo (Fig. 32 S. 83) liegt diskordant über den Breccien, fällt 25° nach O 20° S ein und ist 20 m mächtig. Er enthält Stückchen des gewöhnlichen schwarzen Trachyts und



Fig. 65. Torre Gaveta.
Gelber Tuff XII.

von gelbem Bimsstein und einige wenige Stücke bis zum Durchmesser von 2 dcm von dem grünen Tuff des Epomeo auf Ischia. Er nimmt auch das ganz nahe gelegene Vorgebirge von Torre Gaveta ein (vgl. Fig. 32 S. 83), wo er 18° nach NO einfällt, und an seinem Fuße bemerkt man kein anderes älteres Gestein. Wo die Wellen ihn überfluten, bekommt er eine schwarze Farbe mit schlackenartigem Aussehen, so daß man ihn von weitem für eine Schlackenanhäufung halten könnte. In den oberflächlichen Teilen bei der Torre Gaveta ist er etwas aufgelockert und zersetzt, so daß er einige Ähnlichkeit mit dem grauen Tuff gewinnt. Dort erreicht er die Mächtigkeit von 33 m. Auf der Halbinsel des M. di Procida steigt er bis zu 145 m empor.

Der M. di Procida ist also, was schon Walther[1]) vermutete, der letzte, äußerste, östliche Teil eines bedeutenden Vulkans, der sich einst nach WSW in das Meer ausdehnen mußte. Die Natur des größten Teiles der von vielfachen vulkanischen Zentren, die sich in dem benachbarten Meere erhoben, herrührenden Konglomerate, die Spuren von Abrollung im Wasser zeigen, beweist, daß der Vulkan größtenteils submarinen Ursprungs war. Der Vulkan war größtenteils ein Tuffvulkan, aber nicht weniger als drei Schlackenausbrüche wechselten mit den Tuffen ab. Die Schlacken stimmen in ihrer Beschaffenheit vollkommen mit denjenigen des Monte Nuovo und besonders der Senga überein, abgesehen davon, daß die Kalknatronfeldspate viel häufiger sind, und daß bei einigen Exemplaren die Hornblende vor dem Augit vorherrscht, die sich vielleicht durch besondere pneumatolytische Phänomene gebildet hat. Obgleich die Wellen den Krater zerstört haben, so findet sich doch keine Spur von Gängen und von Spalten, die von Laven durchflossen und erfüllt wurden. Die Ansicht von Scacchi, daß die Schlacken den Tuff des Berges in die Höhe gehoben hätten, ist natürlich unrichtig.

[1]) Walther und Schirlitz, a. a. O. S. 313.

XXV. Arco Felice und Monte del Gaudo.

Der Monte del Gaudo oder San Severino, welcher eine kleine Bergkette bildet, die nur wenig mehr als 50 m hoch ist, besteht gänzlich aus gelbem Tuff, in dem sich im Altertum verschiedene Gruben befanden. In ihm finden sich eingeschlossen Fragmente von grünem Tuff, selten schwarze kompakte Trachyte und noch seltener graue kristallinische: die Bänke sind beinahe horizontal. In dem äußeren und höchsten Teile finden sich in den alten Gruben der Grotta Varcara zahlreiche hellgraue Bimssteine, die größer als ein Apfel sind und dicht gedrängt liegen. Alle sind, wie gewöhnlich, etwas zersetzt; sie kommen zusammen mit kleinen und seltenen Fragmenten von Obsidian, grauen Schlacken und grünem Tuff vor. In der ganzen Umgegend des Monte del Gaudo steht grauer Tuff an, welcher zu ihm keine Beziehungen hat. Nach meiner und Günthers[1]) Ansicht handelt es sich um den letzten Rest eines weiten Kraters von gelbem Tuff, welcher sich nach S nach der Seite des M. Ruscello ausdehnte. Bei Arco Felice zwischen dem Averner See und Cumä befindet sich eine Bildung, welche derjenigen der Grotta Varcara ähnlich ist, so daß es sich vielleicht um einen Teil desselben Kraters handelt. Wenigstens finden sich in den höheren Bänken des gelben Tuffes auf einer Höhe von 8—9 m dieselben sehr zahlreichen Bimssteine, welche in den unterhalb befindlichen Tuffen fehlen. Zusammen mit den Bimssteinen kommen wenige Spuren anderer trachytischer Massen vor.



Fig. 66. Beim Arco Felice. 1. Gelber Tuff; 2. Bimssteine abwechselnd mit gelbem Tuff; 3. Grauer Tuff.

Rings um den gelben Tuff von Arco Felice, dessen isolierte Bänke nach W einfallen, findet sich der graue Tuff. Die Schlacken des gelben Tuffes bei Arco Felice und bei der Grotta Varcara sind weniger zersetzt, als die aller anderen Orte, und daraus schließe ich, daß der Krater, von dem das die letzten Überbleibsel sind, unter die jüngsten des gelben Tuffes zu zählen ist. Die zahlreichen späteren Ausbrüche, welche den grauen Tuff erzeugten, und vielleicht die Korrosion des Meeres, haben die Züge des ersten Kraters zerstört.

XXVI. Punta dell' Epitaffio.

Im Norden des Busen von Bajä von den alten Bädern bis unterhalb Mirabella bildet der steile Abhang die Punta dell' Epitaffio und den Küstensaum des östlichen Teiles des Lucriner Sees. Er besteht aus gelbem Tuff, dessen gewöhnlich horizontale, aber an einigen Punkten dislozierte Bänke ungefähr 100 m mächtig sind und schwach nach N einfallen. Dort öffnen sich die sog. Bäder des Nero oder die Thermen von Tritoli, offene Schwitzkammern der Römer, die von den heißen Wassern Nutzen zogen. Aus den Bodenspalten, in denen eine Temperatur von mehr als 30° herrscht[2]), steigen von Zeit zu Zeit Wasserdämpfe und wahrscheinlich auch Kohlensäure auf, weshalb die Gegend Moffetta genannt wird, und in Meereshöhe befinden sich meist Quellen von 80,5°[3]), die von einer Mischung süßen Wassers mit sehr viel Seewasser herrühren. Im Oktober 1856 fanden dort Guiscardi und Bornemann eine Temperatur von 80,5°, am 13. Januar 1862 fand Sainte-Claire Deville 87°. Als man den Tunnel für die cumanische Bahn baute, fand man dort Temperaturen von 80—93°[4]). Nicht weit von der Punta dell' Epitaffio sieht man

[1]) Günther, Phlegraean Fields, S. 423.
[2]) C. Sainte-Claire Deville, Les éman. volc. des champ. flégr., 1. Brief.
[3]) G. Guiscardi in C. Sainte-Claire Deville, a. a. O. 10. Brief.
[4]) W. Deecke, Geolog. Führer durch Campanien. Berlin 1901, S. 91.

mitten im gelben Tuff als einzigen Fall eine Tuffbank, welche bis auf die hellere Farbe dem lithoiden Tuff der römischen Campagna ähnlich ist, und welche aus sehr feinen Fragmenten von Bimsstein, Feldspaten, Pyroxen, Glimmer und Magnetit besteht. Unter dem Mikroskop besteht die Hauptmasse, die man Grundmasse nennen kann, aus einer feinen Masse von sehr kleinen Fragmenten, die meistens opak, gelb oder braun oder halbdurchscheinend und unregelmäßig verbunden sind ohne Zeichen von Fluidalität. An die größeren Fragmente jedoch schmiegt sich die Masse mit Parallelismus ihrer Komponenten so an, daß scheinbar fluidale Struktur vorhanden ist. In dieser Masse liegen einzelne Kristalle oder Gruppen der schon oben erwähnten Mineralien, die deutlich zerbrochen sind. Unter diesen habe ich Sanidin beobachtet, der stellenweise viel häufiger als Plagioklas ist, mit wenigen Glaseinschlüssen. Einige Kristalle, die auf (010) unter 9° auslöschen, sind wohl Natronsanidin. Ferner kommen besonders häufiger Bytownit vor, auch Labradorit, seltener Anorthit, hellgrüner Augit, Magnetit mit einem ausgedehnten Hof von Limonit bis zur völligen Zersetzung. Unter den fremden Gesteinsarten in Fragmenten habe ich reines durchscheinendes Glas bemerkt mit weißen opaken Stellen und unzersetzten Körnern von Magnetit, Überreste von glasigen, braungelben Schlacken, welche infolge der vollständigen Zersetzung opak waren, und kompakten weißen Trachyt mit Mikrolithen in fluidaler Verteilung von Sanidin, Augit, grüner Hornblende und Magnetit. Der obere Teil des Hügels besteht aus grauen Tuffen, welche von den Kratern des Averno und von Bajä ausgeworfen wurden. Es ist wahrscheinlich, daß der besprochene gelbe Tuff der letzte Rest eines alten Kraters ist, der sich nach dem Meere zu ausdehnte.



Fig. 67. Bäder des Nero.

XXVII. Pozzuoli.

Die Abstürze am Strande von Pozzuoli, von den Bädern della Pietra bis zur sog. Villa des Cicero, einschließlich des Hügels, auf dem Pozzuoli liegt, bestehen aus gelbem Tuff in horizontalen Schichten, wie ich dies schon bei Gelegenheit des M. Olibano auseinander gesetzt habe. Natürlich kann man nichts bestimmtes darüber aussagen, ob es sich um Reste eines Kraters handelt, welcher sich etwas nach S erstreckte oder vielmehr um Tuffbänke, welche von ferner gelegenen Kratern herrühren.

XXVIII. Krater, die von einigen Autoren angegeben werden.

Außer den erwähnten Kratern führt Breislak[1]) noch einige andere an, und obwohl er bei der Besprechung des Hafens von Miseno sagt »it ne suffit pas qu'un lieu ait une forme ronde ou elliptique pour le juger un cratère«, so erweist er sich doch in seinem ausgezeichneten Werke »persuadé du principe, que dans un pays volcanique toute colline d'une grandeur remarquable est un cratère, ou un fragment de cratère, toutes les fois que les matières qui la composent ne démontrent pas le contraire« (ebenda S. 40). Deshalb macht er aus jeder Vertiefung, aus jedem Tal und aus jedem Hügel in den Phlegräischen Feldern einen Krater. Es ist gewiß, daß es noch hier und da Ausbrüche gegeben hat, außer denen, die ich näher aufgeführt habe. Aber unter den Kratern, welche Breislak erwähnt, sind einige durch alte Schlackenausbrüche hervorgebracht, wie der von Cumä (S. 147); manche sind mit anderen vereinigt, wie z. B. der Monte degli Spini oder Spina (S. 62) mit dem von Agnano; wieder andere sind einfache Vertiefungen ohne kraterartigen Ursprung, wie der Lucriner See (S. 155) und der Fusaro (S. 174), noch andere können nur als Bodenerhebungen gelten und nicht als Krater, wie San Strato (S. 33) und Fuorigrotta (S. 47); andere sind Vertiefungen ungewisser Natur und ohne augenscheinlichen Charakter als Krater, so Capodichino (S. 20), und Pizzo Falcone (S. 28). Dieselben Zweifel hat schon Scacchi geäußert (Campania S. 129).

XXIX. Reihenfolge der tieferen Erdschichten in Brunnen.

Es sollen nun die Schichten angegeben werden, die unmittelbar unter den schon beschriebenen liegen, die vielleicht noch gänzlich zur Periode der vulkanischen Eruptionen gehören; sie sind bei Anlage von Brunnen und zwar besonders in dem Brunnen des Palazzo Reale in Neapel erkannt worden. Der Palazzo Reale in Neapel liegt unmittelbar am Fuße des Hügels von Pizzo Falcone auf einem noch etwas über dem Meere aufragenden Gelände. Im Jahre 1847 wurde in dem Garten, 150 m vom Meere entfernt[2]), ein artesischer Brunnen gegraben, welcher 19 m über dem Meere begann und 238 m tief wurde, also bis 219 m unter den Meeresspiegel, hinabreichte. In den ersten 9,30 m wurde Acker- und aufgeschütteter Boden durchsunken. Die Reihe der Erdschichten, von der untersten angefangen, mit den negativen und positiven Höhen über dem Meeresspiegel, wie sie Cangiano verzeichnet hat, sind folgende.

1. Von .219—210 m wurden 9 m Mergel mit marinen Fossilien durchsunken; nach den marinen Fossilien ähnlicher Schichten der Umgebung müssen diese Fossilien sehr jung sein.
2. 2 m Sand mit marinen Konchylien und Geschiebe aus Sandstein.
3. 2,70 m feinkörniger Sand.
4. 26,80 m grauer Tuff, wie der von Sorrent und Caserta.
5. 3,10 m aschgrauer Mergel mit Glimmer.
6. 16,40 m Bimsstein, Sand und Mergel.

---

[1]) Campanie, Bd. II, S. 177.

[2]) L. Cangiano, Riflessione sulle acque potabili della città di Napoli, Nap. 1848. — G. Tenore, Lezioni mineralogia, Napoli 1851, parte 2a, S. 32, Tafel III. — Einige Autoren dichten Cangiano und Tenore [fäl]schlich die Behauptung an, daß außer 238 m Tiefe der Brunnen noch 50 m Kalk durchsunken [ha]be. Der Kalk, der sich wahrscheinlich im Untergrund befindet, kann erst in einer sehr viel größeren [Ti]efe angetroffen werden. Viele Profile, die aus diesen Autoren kopiert sein sollen, sind fehlerhaft. Dahin [ge]hören die Mitteilungen in Atti della sesta riunione degli scienziati italiani, Milano 1845, S. 553. — Diario 13 del 7° congresso degli scienziati ital. — Compt. Rend. de l'Ac. des sciences n. 18. 4. mai, Paris [18]46. — Laurent, Guide du Sondeur Ed. 2a, 1861, Bd. I, S. 137; Bd. II, S. 496; Pl. L.

7. 6 m Mergel mit Bimsstein und vulkanischem Sand.

8. 2 m vulkanischer Sand mit Trachytgeröllen.

9. 17 m Kalksand mit grauem Mergel und marinen Fossilien, unter welchen Cangiano nennt: Mactra triangula Ren., Thracia corbuloides Blainv., Pecten varius L., P. sanguineus L., Nautilus crispus L., lauter lebende Arten.

10. 8 m grauer Mergel.

11. 2,10 m Trachytgerölle.

12. 3,70 m kalkiger und vulkanischer Sand mit Mergel.

13. 16,90 m Sand.

14. 0,70 m Trachytgerölle, Sand mit Stücken bimssteinartigen Obsidians.

15. 5,60 m gerundete Gerölle von Trachyt.

16. 11,10 m plastischer sandiger Ton.

17. 0,70 m Bimsstein.

18. 4,20 m plastischer Ton mit trachytischem Detritus.

19. 31,40 m grünlichgrauer Tuff mit faserigen und teilweise glasigen Bimssteinen und trachytischen Fragmenten.

20. 49,20 m kompakter gelber Tuff.

21. 10,10 m grauer Puzzolan von — 0,40 bis + 9,70 m.

Das erste Grundwasser findet sich unter dem Schuttboden über Nr. 21; unter dem ziemlich durchlässigen grauen Puzzolan fand sich wieder Wasser, das bis zum Meeresspiegel emporstieg. Außer einem dritten Wasserhorizont oberhalb von Nr. 13 fand sich ein vierter oberhalb Nr. 2, von dem das Wasser bis 13,19 m über dem Meeresspiegel geht, dank den undurchlässigen Mergeln Nr. 1. Bis zu diesem Wasserhorizont dürften mit einem Unterschied von einigen Metern mehr oder weniger alle tiefen Brunnen in Neapel hinunterreichen. Ein Brunnen der Arenaccia, nahe bei der Brücke der Maddalena[1]) am Saume der Alluvialebene zwischen Neapel und dem Vesuv, der bis 122,45 m unter dem Meeresspiegel reicht, hat wenigstens bis — 37,45 m, sehr rezente alluviale Schichten durchteuft mit Bruchstücken von marinen Konchylien und vulkanischem Gestein, die auch vom Vesuv herrühren, unterhalb derer sich das erste Oberflächenwasser befindet. Die darunter anstehenden Geschiebe, Sande, Tone und Tuffe scheinen teilweise, jedoch nicht in derselben Ordnung, den Gesteinsarten unter dem königlichen Palast zu entsprechen, und sicherlich sind es Tuffe, die aus denselben Materialien wie die der Phlegräischen Felder bestehen, welche bis unter die Somma und den Vesuv fortsetzen, wenigstens bis Portici. Was den Brunnen von S. Sebastiano bei Ponticelli inmitten der Ebene angeht, der 116 m tief ist, so ist es sehr schwierig zu ermitteln, ob und von wo an er das natürliche, anstehende Gestein getroffen hat[2]). Der andere, auf dem Landgut Russo bei Ponticelli, den Johnston-Lavis[3]) beschrieben hat, ist 178 m tief und geht bis 153 m unterhalb des Meeresspiegels. Dieser hatte alluviale und marine Schichten durchteuft und ebenso eruptive Massen, die größtenteils vom Vesuv herrühren. Der Brunnen von Marigliano nördlich vom Vesuv, von dem De Angelis geschrieben hat, ist zu weit entfernt. Er reicht bis 86,6 m unter dem Meeresspiegel und durchbricht vulkanischen Sand und Schichten mit ganz rezenten marinen Fossilien[4]). Wir können also nur aus den Beobachtungen beim Brunnen des Palazzo Reale einen Schluß

[1]) P. Palmieri, Il pozzo artesiano dell' Arenaccia del 1880. (Lo spettatore del Vesuvio e dei Campi Flegrei. Nova serie. Napoli 1887.)

[2]) L. Baldacci, Su alcuni recenti studi e tentativi di pozzi trivellati in Italia. (Annali di agricoltura 1886, S. 29.)

[3]) H. J. Johnston-Lavis, Il pozzo artesiano di Ponticelli. (Rend. R. Acc. di sc. fis. e mat. Anno XXVIII, S. 142, Napoli 1889.)

[4]) G. de Angelis, Il pozzo artesiano di Marigliano. (Atti Acc. Gioenia 1894.)

ziehen. In diesem würden die Mergel von Nr. 1 die Nichtexistenz oder die äußerste Seltenheit von Ausbrüchen und gleichaltriger vulkanischer Materie beweisen. Die Schichten bis zu 81 m unter dem Meeresspiegel zeigen eine fortwährende Wechsellagerung und Mischung sedimentärer Gesteine und grauer Tuffe, welche allmählich vorwiegen, deren wirkliche Herkunft aber unbekannt ist. Es folgen nun 80,60 m Tuff, der unten grünlichgrau, ähnlich demjenigen des Epomeo von Ischia, oben aber gelb ist. Aus letzterem bestehen die benachbarten Hügel.

XXX. Stratigraphische Beziehungen, Ursprung und Alter der Tuffe, Chronologie der Eruptiverscheinungen.

Die allgemeine Reihenfolge der Erdschichten in den Phlegräischen Feldern ist also die folgende:

Wenn wir von unten anfangen, so kommen zunächst Sand und Mergel mit marinen Fossilien von sedimentärem Charakter, wechselnd mit vulkanischen Materialien. Anfangs hatten diese noch nicht das Übergewicht über jene erhalten. Es folgen darauf die Tuffe, in denen die anderen vulkanischen Gesteine verteilt sind.

Die Studien über die Beschaffenheit der Tuffe waren bis vor kurzem wenig vollständig. Wir berichteten über die Arbeiten von Dell' Erba über den gelben Tuff der Fontanelle und von De Lorenzo und Riva über den grauen Tuff der Astroni, und ich habe dann sehr zahlreiche hinzugefügt über die anderen Phlegräischen Gegenden.

Bei der Untersuchung der Tuffe, zwar nicht der Phlegräischen Felder, aber anderer Orte Kampaniens sah Deecke (a. a. O. S. 305) durchscheinendes oder gelbliches Glas mit zahlreichen Mikrolithen von Augit und mit Eisenoxyd. Das Glas ist häufig zersetzt und opak; Gaseinschlüsse sind darin fast niemals zu sehen, weil das Gas vollständig verflüchtigt war. Sanidin, Augit und der seltene Biotit finden sich in vollständigen Kristallen oder in Bruchstücken. Selten ist Plagioklas, im Feldspat finden sich Einschlüsse von Gas, die in Zonen verteilt sind, von Glas, Augit, Apatit und zwar überaus häufig. Flüssigkeitseinschlüsse und undulöse Auslöschung kommen nicht vor; letztere fehlt, weil die Kristalle nicht in der Lava Spannungen unterworfen gewesen sind. Der Augit ist ohne Einschlüsse mit Ausnahme von Magnetit. Es finden sich unter den Bruchstücken der Tuffe der kampanischen Felder und von ganz Kampanien noch keine Spuren von Leucit, mit Ausnahme bei Roccamonfina und in den jüngsten Tuffen nahe beim Vesuv.

Aus den petrographischen Untersuchungen von Dell' Erba, Deecke und mir und aus den Beobachtungen bei der Entstehung des M. Nuovo, aus den Studien der Projektile und aus den stratigraphischen Beobachtungen folgt mit der größten Gewißheit, daß die Tuffe aus mechanischen Anhäufungen von Stückchen bestehen, die kristallinisch oder nicht kristallinisch, meist fragmentarisch sind, d. h. teilweise aus Staub und Bruchstücken von Laven oder gleichaltrigen Schlacken, daß sie aber zum größten Teil aus zerstückelten Eruptivmassen bestehen, die schon verfestigt waren, allenfalls auch solchen, die durch frühere Explosionen hervorgetrieben worden waren. Die kristallinischen Zonen neuer Bildung, die wir im Tuff des M. Nuovo sich um die kristallinischen Fragmente von Sanidin herum, welche darin zerstreut sind, haben bilden sehen, sind nach meiner Ansicht sehr wichtige Beispiele dafür, daß nach dem Auswurf des Tuffes (mise en place) die Erscheinungen der Kristallisation gleichsam an der Erdoberfläche erfolgt sind, die wenigstens anfangs von der höheren Temperatur und den Wasserdämpfen begünstigt wurden, vielleicht auch ohne die Mitwirkung solcher ungewöhnlichen Agentien erfolgten. Dieses Faktum ist auch für das

Studium der Kristallisation der Laven wichtig. Es verdient ferner hervorgehoben zu werden die Zersetzung und Undurchsichtigkeit des pulverigen Staubes, aus dem der Tuff besteht, die wahrscheinlich bei der Eruption selbst oder wenig später durch die Wirkung der Dämpfe und Gase entstanden, die die Explosion und den Ausbruch begleiteten. Daß dieses Material nicht schon früher zersetzt und opak gewesen sein kann, kann man daraus schließen, daß die größeren glasigen Fragmente, welche die vorher existierenden Gesteine bildeten, intakt im Tuff eingeschlossen sind.

Die Tuffe gehören zwei großen Reihen an. Unten sind sie gelb und kompakt, oben grau und bröckelig; diese nehmen allein besonders die Zentralgegend der Phlegräischen Felder ein zwischen dem Vorgebirge von Posillipo, dem Hügel von Camaldoli, Campiglione und dem Meere. Es ist richtig, daß in dem M. di Procida und dem Hügel der Camaldoli sich Schichten von hellgrauem kompakten Tuff mitten im gelben Tuff befinden, aber die Verschiedenheit der Farbe des Tuffes hängt von der Natur der Materien ab, welche sie zusammensetzen, unter denen, verschieden vom gelben Tuff, nur weiße Elemente vorkommen, während Magnetit und Pyroxen und deren Umwandlungsprodukte fehlen oder nur sehr selten vorkommen. Umgekehrt finden sich in den gelben lockeren Tuffen, die mitten zwischen den oberen grauen liegen, bei Cumä, am Averner See und am Corso Vittorio Emanuele wahrscheinlich gewisse gefärbte leicht zersetzbare Gemengteile. Häufig beobachtet man eine vollkommene Konkordanz zwischen den gelben und grauen Tuffen, hauptsächlich auf der Halbinsel von Bajä: manchmal kommen in der Mitte eng begrenzte Wechsellagerungen der beiden Tuffe vor, wie am Corso Vittorio Emanuele in Neapel gegen Piedigrotta hin, aber gewöhnlich ist Diskordanz mehr oder weniger bemerkbar. So gehört der gelbe Tuff jedenfalls einem älteren Zeitalter an, als der graue. Unter den Gemengteilen finden sich nicht wesentliche Unterschiede. So finden sich im grauen Tuff Auswürflinge des unter demselben befindlichen gelben Tuffes, und im gelben Tuff Auswürflinge von altem grünen Tuff, der übrigens an der Oberfläche nur auf der benachbarten Insel Ischia vorkommt. So sind eben auch die Bimssteine des grauen Tuffes gut erhalten, während die des gelben Tuffes stark zersetzt und häufig in weißes Pulver verwandelt oder fast gänzlich verschwunden sind. Dasselbe kann man nun von den Schlacken und Bruchstücken des aschgrauen phlegräischen Trachyts sagen, die unverändert im grauen Tuff sind, dagegen schwarz geworden sind und fast den Charakter des Piperno aufweisen im gelben Tuff. Nach den Analysen von Abich[1]) existiert keine chemische Verschiedenheit zwischen der einen und der anderen Art des Tuffes. Auch nach Deecke sind die Elemente des einen denen des anderen gleich, und der eine ist eine Abänderung des anderen[2]). Die Farbe des gelben Tuffes rührt von der Oxydation des Eisens her, das ursprünglich in den Augiten, Magnetiten und den übrigen farbigen Silikaten des Gesteins vorhanden war. Auch die Kompaktheit ist entstanden durch die Stoffe, die von dem eindringenden Wasser aufgelöst wurden und dann die bruchstückartigen Bestandteile zementierten. Die Unterschiede zwischen dem gelben und dem grauen Tuff bestehen also einfach in dem verschiedenen Grad der Zersetzung durch Atmosphärilien und Meerwasser, welche Bimssteine und die gefärbten Bestandteile erlitten haben, und in der davon abhängigen verschiedenartigen Zementierung der übrig gebliebenen Elemente. In der Tat bemerkt man bei allen gelben Tuffen, daß die größeren Fragmente der Bimssteine äußerlich gelb, innerlich aber noch grau sind. Zuweilen bemerkt man allerdings dünne Decken von grauem Tuff, die von der Zersetzung des gelben Tuffes in den alluvialen Erdschichten in dem oberfläch-

[1]) Nat. d. vulkan. Bild. S. 93.
[2]) W. Deecke, Der sog. kampanische Tuff, S. 289.

lichen Boden herrühren. Daher ist es auch wahrscheinlich, daß in solchen Fällen dieser aus jenen hervorgegangen ist durch eine Reihe von Reduktionen des Eisenoxyds mit Hilfe der organischen Bestandteile, die im Humus vorkommen.

Submariner und subaerischer Ursprung.

Was die Umstände anlangt, unter denen sich die Tuffe bildeten, so kann man aus den marinen Mergelschichten, die im gelben Tuff eingeschaltet sind, im Untergrund von Neapel und im M. Dolce, aus den marinen Fossilien bei Capo di Monte, im Tunnel von Montesanto der cumanischen Eisenbahn und im Vorgebirge von Posillipo schließen, daß der gelbe Tuff wenigstens zum größten Teile durch unterseeische Vulkane entstanden und unter dem Meeresspiegel abgelagert ist.

Vielleicht kann man für einige der isolierten Mollusken, welche in dem Tuffe von Posillipo gefunden sind, die Ansicht für berechtigt halten, daß sie aus tieferen Ablagerungen herstammen. Es ist aber ausgeschlossen, daß diese Annahme auch bei den übrigen Ablagerungen zutrifft.

Die Annahme unterseeischen Ursprungs wird durch Stämme bestätigt, die in den vorhergenannten Stellen gefunden worden sind und durch trachytische Gerölle, welche im gelben Tuff von Miseno, in den Museumsbreccien des M. di Procida und wahrscheinlich auch im Hügel von Camaldoli beobachtet wurden. Ein anderer Beweis dafür, daß sie längere oder kürzere Zeit unter Meeresbedeckung gelegen haben, liegt in der Zersetzung, der die gelben Tuffe unterworfen wurden; nach der Beobachtung von Schirlitz[1]) konnte das Meer diese Zersetzung nicht nur durch Kohlensäure, welche die Fluten aus der Atmosphäre absorbieren können, sondern auch durch die aufgelösten Salze und besonders durch Chloralkalien erzeugen. Einige nahmen an, daß die gelben Tuffe durch einen oder mehrere unterseeische Vulkane ausgeworfen wurden, deren letzte Reste noch heute unter den Wassern des Golfes von Neapel existieren würden[2]). Es ist wohl möglich, daß zerstörte Vulkane, die im Boden des Golfes verborgen sind, einige der gelben Tuffe hervorgebracht haben. Ein Teil der Phlegräischen Vulkane, wie der M. di Procida und diejenigen, welche die Tuffe von Capodimonte, S. Elmo, Posillipo, Pozzuoli, Punta dell' Epitaffio erzeugt haben und vielleicht noch andere, sind heute zerstört und durch das Wasser verdeckt, aber ein gewisser Teil anderer Tuffe wurde durch Vulkane hervorgebracht, welche wir heute intakt oder gleichsam auf emporgetauchtem Lande sehen (Campiglione, Miseno, Kap Miseno usw.), und überdies ist die Meinung falsch, daß der gelbe Tuff nur durch einen einzigen submarinen oder auch emporgetauchten Vulkan hervorgebracht sei.

Die näheren Umstände der Bildung wenigstens eines Teiles des grauen Tuffes sind sehr verschieden. Teilweise ist er auch bei der jüngsten Eruption des M. Nuovo unter die Wasser des Meeres gefallen, und auch an der jetzigen Küste bilden sich marine Tuffe. Der Tuff einiger Krater, z. B. des Averno, dessen Boden ziemlich tief unter den jetzigen Meeresspiegel reicht und der anderer Vulkane der Halbinsel Bajä fiel ursprünglich größtenteils unter das Meer: im Puzzolan von Pozzuoli fand Hamilton marine Mollusken. Die Hölzer, welche längs des Hohlwegs der Meierei Sorrentino angetrieben sind, vielleicht auch der Cervus des Fondo Pignatiello, der in den weiter entfernten Bänken des grauen Tuffes des Kraters von Agnano, vielleicht eines der ältesten der zentralen Depression der Phlegräischen Felder, aufgefunden wurde, können beweisen, daß dieser sich unter

[1]) Walther und Schirlitz, a. a. O. S. 339.

[2]) Walther und Schirlitz, Studien zur Geologie des Golfes von Neapel. (Zeitschr. der Deutschen geol. Ges. Bd. XXXVIII, 1886, S. 306.)

Wasser gebildet hat. Eine ähnliche Bildungsweise würde eine Bestätigung finden durch die Trennung schwerer und leichterer Bestandteile, welche man an einigen Orten beobachtet, vielleicht auch durch die Regelmäßigkeit und Gleichförmigkeit der vom Krater entfernteren Tuffbänke; Umstände, welche besonders beim Vulkan von Agnano deutlich zutage treten. Sicherlich unter Wasser abgelagert und durchaus wahrscheinlich submarin waren wenigstens teilweise die grauen, mehr nach außen befindlichen Tuffe, die zum Vulkan von S. Maria al Monte und S. Maria del Pianto gehören, wenigstens nach den unzweifelhaften Geröllen zu urteilen, die an ihm liegen blieben, als er noch die Meeresküste bildete. Der unterseeische Ursprung der grauen Tuffe, die die höchsten Teile aller Phlegräischen Hügel bilden, läßt sich nur viel unsicherer aus der großen Regelmäßigkeit der Bimssteinschichten nachweisen, die gerade den höchsten Teil der grauen Tuffe von Ciliano. Quarto und von den Hügeln von Poggio Reale und Capodimonte bilden, obwohl Bimssteine, die sich getrennt und oberhalb von den schwereren Materialien befinden, eher auf eine Ablagerung unter Wasser schließen lassen, als auf eine subaerische [1]). Im Gegensatz dazu könnten die Bimssteine von Sant' Elmo und verschiedenen anderen höher gelegenen Stellen, die mit Obsidian und anderen schwereren und größeren Materialien vermischt sind, einfach durch die Schwerkraft nur auf trocknen Boden gefallen sein. Aus den Erscheinungen bei der Eruption des M. Nuovo und aus allen negativen Anzeichen kann man schließen, daß der größte Teil der grauen Tuffe durch subaerische Ausbrüche hervorgebracht ist. Daß sich übrigens in den Tuffen weder Mollusken noch andere kalkige Fossilien befinden, hängt mit dem sauren Charakter der ausgeworfenen Massen [2]) und ihrer porösen Beschaffenheit zusammen, so daß die so leicht Kohlensäure aufnehmenden Gewässer sowohl an der Oberfläche wie in größerer Tiefe ebensowohl die Silikate tief zersetzten, wie sie auch das Calciumkarbonat der Mollusken auflösten.

Alter und Chronologie der eruptiven Erscheinungen.

Die marinen Mollusken des M. Dolce, des Untergrundes von Neapel und des gelben Tuffes von Posillipo und Neapel gehören nach der Beschreibung der Autoren, und soviel ich im Museum von Neapel durch die Liebenswürdigkeit des Herrn Prof. Bassani gesehen habe, alle den lebenden Arten im benachbarten Meere an und sind deshalb von jüngstem Alter. So ist auch der Cervus elaphus des grauen Tuffes des Fondo Pignatiello sehr jung. Vielleicht würden zahlreichere Aufsammlungen und ein genaueres paläontologisches Studium die Vergleichung mit anderen postpliocänen Schichten von Süditalien erleichtern können. Aber was wir davon kennen, reicht hin, um zu behaupten, daß die Schichten der Phlegräischen Felder dem jüngsten Postpliocän angehören und daß die bezüglichen Vulkane jünger sind als alle vulkanischen Systeme in Latium und Toskana. Wir können nichtsdestoweniger die Ausbrüche der Phlegräischen Felder in zwei Perioden teilen, in solche des gelben und grauen Tuffes. Wir haben beobachtet, daß eine nicht kleine Zahl von Ausbrüchen vor sich ging und ihre Produkte ablagerte oberhalb der gelben Tuffe, bevor die Bildung der grauen Tuffe begann und sich ausdehnte. So liegen die Dinge bei den Ausbrüchen des Fondo Riccio, der Montagna Spaccata, von Santa Maria al Monte, von Santa Maria del Pianto und vielleicht auch von Cuma. Diese Ausbrüche scheinen wenigstens teilweise auf einem emporgetauchten Boden vor sich gegangen zu sein. Daher mußte, wie es auch schon De Lorenzo [3]) und andere gesagt haben, zwischen der Ablagerung der beiden Tuffe

[1]) Walther und Schirlitz, a. a. O. S. 312.
[2]) Ebenda S. 311.
[3]) De Lorenzo, Studi sulla geol. App. meridionale. S. 91.

ein hinreichender Zwischenraum gelegen haben, ein Zwischenraum, der auch durch die später zu erwähnenden Umstände wahrscheinlich gemacht ist. In denselben fiel wahrscheinlich auch eine Erhebung der gelben Tuffe, die durch unterseeische Vulkane hervorgebracht waren, und ein erstes Sichtbarwerden von Festland im phlegräischen Gebiet. Auch der Ausbruch des M. Olibano fand wahrscheinlich auf emporgehobenen Lande nahe der Küste statt, lange nachdem dort der gelbe Tuff vorhanden war und von den Wellen überspült wurde. Auf der anderen Seite ist, wie wir gesehen haben, der Ausbruch des M. Olibano später als der von Agnano und früher als der des Kraters der Solfatara erfolgt. Man erhält also, soweit man es aus den Formen, der Unversehrtheit und der gegenseitigen Beziehungen der Krater entnehmen kann, folgende Chronologie der Ausbruchserscheinungen:

Explosionen	Tufferuptionen	Hypokristallinische Schlackeneruptionen	Lavoneruptionen
		Schlacken und Tufferuption des Monte Nuovo.	
		Schlackeneruption der Senga.	
Explosion der Solfatara.			
		Schlackeneruption der Astroni.	
Explosion der Astroni.			
	Eruption grauen Tuffes mit gleichalterigen Schlacken des Averno.		Trachytische Bank des Gutes Maglioni beim Averner See.
	Eruption grauen Tuffes des Ciliano.		
Explosion von Teano, westlich von Campiglione			
Explosion von Campana und Pisano östlich von Campiglione.		Schlackeneruption des Fondo Riccio.	
	Eruption des grauen Tuffes der Fondi di Baia.	Schlackeneruption der Montagna Spaccata.	
		Schlacken von S. Maria del Cavone und S. Maria del Pianto.	Trachytische Eruption der Solfatara.
			Trachytische Eruption der Astroni (Caprara).
Explosion von Pianura und Soccavo.			
			Schlacken, trachytische Ströme und grauer Tuff des M. Olibano.
		Schlacken des M. Spina und Explosion des Kraters von Agnano, Montagnella di Santa Teresa.	Trachytische Eruption und Schlacken von Cumä.
	Krater von Quarto, Eruption des Kap Miseno (gelber Tuff), dsgl. des Porto di Miseno (gelber Tuff) und von Campiglione (gelber Tuff).		

Explosionen	Tufferuptionen	Hypokristallinische Schlackeneruptionen	Laveneruptionen
	Gelber Tuff von Posillipo	Schlacken des Emissars von Cumä und von Coroglio.	
		Schlacken, Auswürflinge und gelber Tuff des Monte di Procida.	Pipernostrom von Pianura nach Neapel, trachytischer Strom des Vomero, Auswürflinge und darüber befindlicher gelber Tuff.
		Schlacken u. Auswürflinge der Torre de' Franceschi.	
	Grünlicher Tuff des Brunnens im kgl. Schloß und des Epomeo auf Ischia.		

XXXI. Natur der Ausbrüche; Tuff- und Explosionsausbrüche.

Indem wir nun zu den allgemeinen Beobachtungen über die vulkanischen Erscheinungen übergeben, bemerken wir die verschiedensten Arten von Ausbrüchen, nämlich:

1. Lavaausbrüche in der Form von Lavaströmen (Averno, Solfatara, Astroni, M. Olibano, Cumä, Montesanto).
2. Typische Schlackenausbrüche (Senga, Astroni, Fondo Riccio).
3. Tuffausbrüche (M. Nuovo, Averno, Ciliano, Bajä, Bacoli, Porto Miseno, Capo Miseno, Agnano, Quarto, Campiglione, M. di Procida, Camaldoli).
4. Typische Explosionsausbrüche; ihre Spuren sind zum Teil mehr negativer als positiver Natur, demnach weniger sicher Solfatara, Teano, Ebene von Campana, Pianura, Soccavo. Den Tuffausbrüchen begegnen wir meist in derselben Gegend.

Gewöhnlich waren die Ausbrüche gemischter Natur, z. B. ging beim M. Olibano eine Schlacken- und Tufferuption dem Lavastrom voran, bei Cumä folgte ihm ein Ausbruch von Schlacken und Obsidian. Beim M. Nuovo bezeichnete ein Schlackenausbruch die letzte Periode des Vulkans, nachdem plötzliche Explosionen alle Tuffe ausgeworfen hatten. Anderswo gingen Schlackenausbrüche denen von Tuff voraus (Santa Maria al Monte und del Pianto, Montagna Spaccata) oder lagen zwischen ihnen (M. Spina, Montagnella di Santa Teresa, Torre de' Franceschi, Pianura, Soccavo, Montesanto, Posillipo, M. di Procida). Beinahe immer gab es mit dem Tuffe gleichalterige Schlacken (Averno, Ciliano, Bajä, Bacoli, Capo Miseno usw.). Mehr oder weniger heftige Explosionen begleiteten oder wechselten ab mit den Tuffen, indem sie so verschiedene Breccien bildeten (Pianura und Soccavo, Vomero, M. di Procida).

Dieser vorläufigen Zusammenstellung läßt sich die allgemeine Tatsache entnehmen, daß die Beziehung zwischen der horizontalen und vertikalen Ausdehnung eines Lava-Ausbruchs eine Funktion der Azidität der Lava selbst ist, und daß nach Maßgabe der Intensität und Dauer der Ausbrüche die trachytischen Vulkane, wie die des M. Riccio, der Senga, von Astroni kleiner und von geringerem Durchmesser sind als die basischen. Diese schon von Dana erkannte und von mir in den Vulkanen von Toscana von neuem gefundene Tatsache wird auch von Bergeat für die Liparischen Inseln bestätigt[1]). De Lorenzo widerspricht dem ohne Grund[2]), indem er sich dabei auf trachytische Tuffvulkane stützt.

[1]) A. Bergeat, Die Äolischen Inseln. München 1899, S. 228.
[2]) De Lorenzo, Studi sulla geol. App. merid. S. 87.

deren Massen sich durch Wind oder durch Mitwirkung von Sumpf- oder Meerwasser verbreiteten unter Umständen, welche gänzlich abweichen und gar nicht mit denjenigen der Schlackeneruptionen und der Lavaströme verglichen werden können.

Nirgends bemerkt man Gänge von Lava oder von Schlacken, welche die Schichten durchbrochen hätten. Ein Zweifel könnte nur bei den Seitenlavaströmen der Astroni und der Solfatara entstehen, weil ihre Unterlage nicht zu sehen ist. Die Laven des Averno und des M. Olibano, der Piperno und alle seine Schlacken liegen zwischen anderen sedimentären Tuffmaterien mit der Regelmäßigkeit einer sedimentären Ablagerung, und ohne irgendwelche sichtbaren Spuren eines Weges, auf dem sie emporgekommen sein könnten. Diese Tatsache kehrt unzählige Male bei den Eruptivgesteinen der früheren Zeit wieder, ohne daß man deshalb ihren vulkanischen Ursprung ausschließen könnte. Man kann hier auch wieder die Beobachtung von Silvestri machen, daß der Ausfluß von Lavaströmen an und für sich keine Gelegenheit zur Bildung eines wahren und wirklichen Kraters gibt. In einigen Fällen kann man ganz sicher sehen, daß jede Spur von Verbindung zwischen den Bänken der Schlacken oder der Lavaströme und dem Wege, auf dem sie emporgekommen sind, vollständig verschwunden ist. So bildeten z. B. die Schlacken von M. Nuovo eine Bank auf der südlichen Oberfläche des Berges, die gegen den Krater hin scharf abgeschnitten ist, und sicherlich wird der Boden des Kraters Tag für Tag mehr durch Tuffbänke ausgefüllt, die horizontal liegen und ziemlich mächtig sind und den zentralen Kanal bedecken. Es kommt hinzu, daß dieser Kanal in vielen Fällen linear, eng und geschlossen ist, und daß die Laven hindurchgegangen sein können ohne Spuren des durchlaufenen Weges zurückzulassen, wie man z. B. in den Spalten sieht, aus denen die postpliocänen Nevadite von Campiglia in Toskana zum Vorschein kamen[1]).

Von den Metamorphosen, welche durch solfatare Tätigkeit hervorgingen, sprachen wir im II. Kapitel (Solfatara), und von den durch Oberflächenwasser entstandenen Änderungen werden wir im XXXIII handeln (über die Auswürflinge). Kontaktmetamorphosen und Veränderungen in dem vorher existierenden Gestein durch einfache Berührung wurden weder durch die Lavaströme noch durch die Schlacken oberflächlich hervorgebracht. Mit Mühe und Not sind die schwarzen Schlacken des M. Olibano bei der Berührung mit dem darüber liegenden Lavastrom von Trachyt leicht gerötet. Ebenso sind in vielen der älteren Krater, z. B. beim Fondo Riccio und teilweise bei der Montagna Spaccata die gewöhnlich sehr schwarzen Schlacken rot, sicherlich infolge von Reaktionen, welche später erfolgten als ihr Ausbruch. Oft sind die Tuffeinschlüsse mitten in den Schlacken der verschiedenen Gegenden gerötet, während die unveränderten Tuffe weiß oder gelb sind. Diese Erscheinungen rühren jedenfalls von der Umsetzung des Magneteisens ($Fe_3 O_4$), das den schwarzen Laven und den weißen Tuffen eigen ist, in Eisenoxyd, Hämatit ($Fe_2 O_3$) her, infolge von Wasserdämpfen oder feuchter Umgebung bei niedrigem, vielleicht selbst bei Atmosphärendruck und bei einer nicht sehr beträchtlichen Erhöhung der Temperatur noch unter Rotglühhitze, die bei einer einfachen äußeren Berührung mit Laven und noch flüssigen Schlacken auftreten kann. Im anderen Falle würde sich das Eisenoxyd vielmehr in Magnetit verwandelt haben. Es kann also der gelbe Tuff durch Umwandlung von Limonit in Oxyd durch Entwässerung unter solchen Umständen eine rote Farbe bekommen.

Zwischen den Tuffausbrüchen, welche die Bildung eines wahren Tuffkraters veranlassen, und den Explosionsausbrüchen, die solche Krater nicht hervorrufen, existieren nur Unterschiede in der Intensität, indem die ersteren im Unterschied von den anderen

---

[1]) C. de Stefani, I vulcani spenti dell' Appennino settentrionale (Boll. soc. geol. Ital. 1892, S. 15f.).

weniger intensiv, weniger plötzlich sind, aus verschiedenen Tiefen stammen und oft von Laven und Schlacken begleitet sind. Bei der Beschreibung der Krater der Solfatara, der Astroni und anderer haben wir schon die unzähligen Beweise für die Explosionen und die Existenz gleichzeitiger und nachfolgender Ereignisse hervorgehoben, die peremptorisch die Hypothese ausschließen, als wären einige der Krater durch Einsturz statt durch Explosion entstanden. Die Materialien, aus denen sie zusammengesetzt sind, und in erster Stelle die gröberen, rühren alle aus einer gewissen Entfernung unterhalb der Oberfläche her. Sie können nicht von der Oberfläche nach unten gestürzt sein. Die Form, die Verteilung, die Lagerung der Materialien und der Bänke, aus denen sie bestehen, beweisen, daß es sich um eine Schiebung von unten nach oben handelt und nicht um den umgekehrten Fall. Alle Kraterseen Zentralitaliens, die Krater von Latium, die Liparischen Inseln, die Somma, haben die Auswürflinge von innen nach außen geschleudert; wir finden eocäne Kalke bei Bracciano, Liaskalk bei Nemi und Albano, Triaskalk an der Somma, vorpaläozoische Schichten (von mir selbst gefunden) auf Panaria, kristallinische Schiefer auf Volcano und Lipari, pliocäne Tone bei Ariccia und Rocca di Papa, postpliocäne an der Somma zusammen mit alten und sehr veränderten vulkanischen Gesteinen. Nur die Unvollkommenheit der Untersuchungen konnte einige Geologen dazu führen, den Ursprung dieser Seen und Krater Einstürzen zuzuschreiben. Bergeat[1]) hat den Versuch gemacht, die Idee des Einsturzes bei den Kratern der Liparischen Inseln wieder aufzunehmen, aber Sabatini[2]) hat bei Gelegenheit des Kraters von Nemi ähnliche Gedanken mit gewichtigen Gründen wieder bekämpft. Für Tufferuptionen in den Phlegräischen Feldern haben wir in dem rezenten Monte Nuovo ein klassisches Beispiel. Von echten Explosionseruptionen hat der Mensch kein Beispiel mehr in unserer Gegend gesehen. Ein exaktes Verständnis derselben ließ sich bis vor kurzem überhaupt nicht ermöglichen, weil erst seit den letzten vier Lustren genaue Beschreibungen natürlicher großartiger Explosionen existieren, die durch plötzliche Bildung von Wasserdämpfen in geringer Entfernung von der Erdoberfläche entstanden.

Auf dem Gipfel des Shirane, eines erloschenen japanischen Vulkans, existierte ein flacher Kratersee. Am 6. August 1882 fand plötzlich, vielleicht weil die Wasser des Sees unversehens in den Boden eindrangen, eine Explosion statt. Eine zylindrische Masse von 200 m Durchmesser von Stein, Sand und Schlamm wurde in die Luft geschleudert, und ließ eine tiefe, kreisrunde Höhlung mit scharf abgeschnittenen, senkrechten Wänden zurück. Keine Anhäufungen gröberer Bruchstücke fanden sich an den Rändern des Kraters, so daß alles zu Staub zermalmt zu sein schien; die größten Fragmente von einem Durchmesser von 6 dm wurden 60 m hoch und 550 m weit geschleudert, die kleinsten bis zu 2 km weit, die feinsten Staubteile bis 6 km weit. Der Auswurf der Massen dauerte fünf oder sechs Tage[3]).

Eine der mächtigsten Explosionen unserer Zeit war diejenige des Krakatau auf den Sundainseln. Schon im Mai 1883 warf der Vulkan große Aschenmassen aus. Am 26. August fand ein außerordentlich starker Auswurf statt, welcher den größten Teil der Insel zerstörte, über die benachbarten Inseln Lang und Verlaten Aschenmassen verbreitete und den Boden des Meeres veränderte. Mindestens 18 cbkm Masse wurden in die Luft geschleudert[4]). Diese Ausbrüche wurden weder von Laven noch von gleichzeitigen Schlacken begleitet. Noch größere Ähnlichkeit mit unseren bieten wahrscheinlich die folgenden Explosionen dar.

---

[1]) Bergeat, Äolische Inseln, S. 232.
[2]) Sabatini, Vulcano laziale, S. 295. Roma 1900.
[3]) E. Naumann, Neue Beiträge zur Geologie und Petrographie Japans (Pet. Mitt. 1894, Erg.-H. Nr. 108, S. 1—15).
[4]) Verbeek, Krakatau. Batavia 1886.

Am 10. Juni 1886 explodierte in Neuseeland die Umgegend von Tarawera, und dabei bildeten sich verschiedene Seen; an der Stelle des Sees Rotomahana blieb eine Höhlung welche 10 km lang, im Mittel ½ km breit und 150 m tief war und ½ cbkm Wasser faßte[1]). Lavaströme und Aschenkegel wurden in der unmittelbaren Nähe des Ausbruchs nicht gebildet. Der Bandai-san in Japan ist ein Berg, der aus Andesiten und vulkanischen Tuffen besteht und in einer vulkanischen Gegend liegt. In der Nähe befinden sich verschiedene warme Quellen und eine Solfatara mit Fumarolen. In den vorigen Jahrhunderten hatten mehrere Explosionen stattgefunden. Am 15. Juli 1888 folgten nach verschiedenen lokalen Erdbeben in einer Minute 15—20 Explosionen aufeinander, welche Felsblöcke, Asche und Wasserdampf bis zu einer Höhe von 1280 m emporschleuderten, von wo sie mit einem warmen Regen zurückfielen, der 5 Minuten dauerte. Nach einer Stunde hörte jeder Fall von Steinen und nach acht Stunden von Staubteilen auf, die in warmem Zustand zu Boden gefallen waren. Der Berg war ausgehöhlt und die Massen, aus denen die Nordseite bestand, und welche ein Volumen von 1,21 cbkm einnahmen, waren zu Sand und Staub geworden; sie rissen die größeren Massen mit sich und fingen an, sich auf verschiedenen Seiten wie eine plastische Masse nach Art einer Lawine hinabzuwälzen, dabei den Boden bis auf eine Entfernung von 9 km und eine Oberfläche von 70 qkm verwüstend. Der Staub fiel bis ans Meer und bedeckte feucht und warm, sichtlich infolge der Umsetzung der kolossalen mechanischen Arbeit in Wärme, 3 dm hoch die unmittelbare Umgebung des Berges. An Stelle des ursprünglichen Berges ist 600 m tiefer als der ehemalige Gipfel ein neuer, halbelliptischer Krater mit sehr steilen Wänden übrig geblieben, der 1792 m lang und nach NW geöffnet ist. Der Bildung des Kraters folgten Fumarolen, aber weder von fließender Lava noch von Schlacken fanden sich irgendwelche Spuren. Die Wände des Kraters erwiesen sich als aus alten Lavenströmen im Wechsel mit Tuffen bestehend[2]).

Die Krater von Averno, Teano, Agnano, Campiglione können mit den soeben beschriebenen verglichen werden. Es ist nicht schwierig, den Mechanismus dieser Explosionen zu erklären, die durch heftige Entwicklung enormer Mengen von Wasserdampf und durch die plötzliche Ankunft großer Wassermengen in Gebiete von sehr hoher Temperatur hervorgebracht wurden oder durch schroffe Änderungen des Druckes oder des Volumens der unterirdischen Gase durch Temperaturzunahme. Da diese Gase oder Dämpfe von sehr hoher Spannung einen zu geringen Raum einnahmen, und die darüber befindlichen Gesteine den Druck nicht aushielten, so entstand eine Expansion ähnlich derjenigen einer ungeheuren Mine, welche fähig war, alles Gestein, das Widerstand leistete, zu zertrümmern und fortzuschleudern. In diesen Fällen beweist der Gang der Tatsachen, daß es sich um eine Expansion handelt, die eine außerordentliche Schnelligkeit und Energie besitzt und von den Pyrotechnikern eine Detonation oder eine Explosion ersten Grades genant wird; ihr folgt die einfache Explosion zweiten Grades.

Die Energie der Explosion steht im Verhältnis zum Druck der oberhalb befindlichen Massen, zum Volumen des Wassers, das in Dampfform übergeht, und hauptsächlich zu der Höhe der Bodentemperatur. Wenn man auch die Gleichung der wahren Kurve nicht kennt, welche die Zunahme der Spannung bei sehr hoher Temperatur angibt, so ist es doch sicher, daß die Spannungen in viel stärkerem Maße zunehmen als die Temperaturen[3]), und daß die Erhöhung der Temperatur den absoluten Wert der Schnelligkeit der Reaktion

[1]) J. Hector, Preliminary Report of the recent volcanic eruptions, Wellington 1886. — F. W. Hutton, The eruption of Mount Tarawera (Quart. Jour. of geol. soc. XLIII, 1887, S. 178).

[2]) S. Sekija und Y. Kikuchi, The eruption of Bandai-san (Journ. of the Coll. of Science, Imp. University of Japan, Vol. III, part. II. Tokio 1889).

[3]) V. C. de Stefani, Sui possibili caratteri delle lave eruttate a profondità nei mari (Boll. Soc. Geol. Ital., Vol. XIV, 1895, S. 7.).

steigert[1]). Daher wird die potentielle Energie der Explosion gleich sein dem Quotient der Anzahl Kalorien, die durch das mechanische Wärmeäquivalent des Wärmeträgers verbraucht sind, und die mechanische Arbeit wird proportional sein der verbrauchten Wärmemenge und der lebendigen Kraft, die in den Gasmolekülen entwickelt wird. Die dem Wasserdampf gelieferte Wärme wird ihresteils in der fortwährenden Ausdehnung des Dampfes und großenteils in der Form mechanischer Arbeit verbraucht, nämlich bei dem Zertrümmern und Wegschaffen von Gesteinsmassen, bei der Reibung des Dampfes und der von ihm mitgerissenen Bestandteile an den Wänden des Kanals und aneinander und durch die Erzeugung von Schwingungen der umliegenden Massen und der Atmosphäre. In jedem Falle hängen die Natur und die Menge der mechanischen Arbeit, die durch Zertrümmerung der Schichten ausgeführt wird, von der Schnelligkeit ab, mit der sich die Bildung des Wasserdampfes vollzieht, und von der Art und Weise, wie sich die molekulare Reaktion verbreitet, welche die Explosion verursacht hat. Wenn die Bildung des Wasserdampfes instantan ist, so ist die Schnelligkeit der Explosionswelle, welche Berthelot studiert hat, eine ungeheure, der Druck erreicht auf einmal seinen höchsten Betrag und arbeitet wie ein plötzlicher Stoß, wie das bei den Erdbeben der Fall ist, so daß die lebendige Kraft eine unbegrenzte Zertrümmerung der Gesteine an Ort und Stelle selbst ohne Auswurf von Bruchstücken hervorbringen kann. Im Gegensatz dazu verursachen die nach und nach eintretenden, weniger plötzlichen Bildungen von Wasserdampf einfache Explosionen; der Wasserdampf breitet sich aus und nimmt die schon gebildeten größeren Räume ein und kühlt sich nun bei der Berührung mit seiner Umgebung nach und nach ab; so werden die anfänglichen Spannungen zwar geringer, aber sie dauern länger und verlängern infolgedessen den Auswurf von Bruchstückmassen[2]). Die Auswurfmassen können durch die Wärme, welche direkt von Dämpfen herrührt, noch mehr aber durch die Wärme, die von neuem durch die Reibungen hervorgebracht wird, sehr heiß werden, wie es sich bei den Explosionen des Bandai-San gezeigt hat, wobei es auch zur Umschmelzung einiger Bestandteile kommen kann.

Die Explosionen, wie bei den Astroni und der Solfatara, können in Gegenden entstehen, wo schon Laveneruptionen oder andere vulkanische Erscheinungen auftraten. Anderseits folgen die Schlacken-Eruptionen den Explosionen leichter nach, wenn sich der Druck, im Verhältnis zur Tiefe der Explosion, vermindert hat, wie dies sicher bei den Astroni und in noch größerem Maßstabe bei der Somma der Fall gewesen ist.

Was die Tiefe angeht, in denen die Explosionen in den Phlegräischen Feldern stattfanden, so können unvollkommene Daten nur zu näherungsweisen Schlüssen führen. Aber selbst unter Annahme extremster Bedingungen würde die Tiefe der Explosionen doch nur auf wenige Hunderte von Metern beschränkt bleiben. Bei den Vulkanen, welche sich an der Peripherie der kampanischen Ebene dicht am Appennin befinden, bei dem Vulkan von Rocca Monfina und beim Somma-Vesuv, finden sich zusammen mit den Eruptivmassen mehr oder weniger häufig Auswürflinge von sedimentärem Gestein, die wir im Boden in nicht großer Tiefe antreffen dürften. In den phlegräischen Gebieten sind diese Bruchstücke außerordentlich selten, ausgenommen die Stücke von ziemlich rezentem Tuffe. Jene sedimentären Gesteine müssen sich also in größeren Tiefen befinden, als die Sitze der Explosionseruptionen. Die Nachbarschaft des Meeres, die Durchlässigkeit der Erdschichten,

---

[1]) P. Duhem, Traité élémentaire de mécanique chimique. Paris I, S. 270.

[2]) F. Aprosio, Gli esplosivi in sostituzione della polvere pirica (Riv. d'artiglieria e genio, Roma 1885). — Upmann und N. E. v. Meyer, Traité sur la poudre. Paris 1878. — Mallard et Le Chatelier, Recherches expérimentales es théoriques sur la combustion des mélanges gazeux explosifs (Ann. d. mines, Sér. VIII, Bd. IV, 1883, S. 291). — Duhem a. a. O. Bd I, Ch. IV.

die sehr hohen Temperaturen, welche auch an der Oberfläche angetroffen werden, die Häufigkeit der Gase von hoher Spannung und die hohe Temperatur der Thermalquellen, wie man sie heute besonders längs der Küste antrifft, müssen die plötzliche und heftige Entwicklung enormer Mengen von Wasserdampf bei der Berührung mit sehr heißen Gebieten und die nachfolgenden Explosionen begünstigt haben. Wenn sich der Krater einmal gebildet hatte, so erweiterte er sich, wie wir das bei der Ebene von Quarto gesehen haben, durch die subaerische Erosion seiner Wände in horizontaler Richtung, in vertikaler Richtung wurde er allmählich durch die Ausfüllung des Bodens erhöht und ausgeebnet.

Diese Tatsache kehrt übrigens bei allen vulkanischen Kratern wieder. Ist der Boden undurchlässig oder liegt er, wenn er durchlässig ist, unter dem Meeresspiegel, so wird der Boden des Kraters in diesem Falle ein See, wie der Averner See, die Astroni und bisweilen auch die Solfatara, wie es der Agnano und wahrscheinlich auch die Ebene von Quarto und der Vulkan von Campiglione und vielleicht noch andere waren.

XXXII. Natur der ausgeworfenen Gesteine.

Chemische Zusammensetzung.

Die ausgeworfenen Massen haben, wenn wir jetzt die durch Explosionen emporgeschleuderten Auswürflinge beiseite lassen, ziemlich gleichmäßigen Charakter. Bevor wir ihre wahre Natur bestimmen, müssen wir sie unter dem dreifachen Gesichtspunkte der chemischen, mineralogischen und physikalischen Beschaffenheit untersuchen. Für die chemische Zusammensetzung wird es genügen, eine auf umstehender Seite befindlichen Zusammenstellung der vorhandenen Analysen zu geben.

Es ist kaum nötig, zu sagen, daß diese Analysen, die sich übrigens wenig voneinander unterscheiden, eine mittlere Beschaffenheit des Gesteins, auf welches sie sich beziehen, darstellen. Außerdem ist es nötig, individuelle Irrtümer in Rechnung zu ziehen. Die alten Analysen von Abich und Rammelsberg sind wenig genau. Die Bestimmung des Natriums, welche vom Rath gemacht hat, ist viel zu hoch, während die des Kaliums viel zu klein ist; das rührt von der angewandten Methode her[1]). So sind auch die Bestimmungen von Manley und Favilli unvollkommen, und ebenso gibt auch die Bestimmung von Mauro einen zu hohen Gehalt an Kalium. In allen diesen Analysen ist kein Unterschied zwischen Eisenoxydul und Eisenoxyd gemacht worden, was gerade für den Lithologen so wichtig ist. Trotz solcher Unvollkommenheiten zeigen diese Analysen eine außerordentliche Gleichförmigkeit der Masse zwischen den holokristallinischen Trachyten, dem Piperno und den hypokristallinischen Schlacken. In denjenigen Fällen jedoch, in denen eine größere Anzahl von Analysen vorliegt, erkennt man einen kleinen Unterschied zwischen dem einen Vulkan und dem anderen, eine Differenz, die man vielleicht nicht immer dem persönlichen Anteil des Analysators zuschreiben darf. Solche Verschiedenheiten kommen besonders in den Verhältnissen des Natriums und Kaliums vor, Elemente, die nicht von allen mit absoluter Genauigkeit bestimmt sind, in denjenigen des Calciums und des Magnesiums und weniger auch in denen des Eisens. So ergeben z. B. die letzten Analysen der Gesteine des Fondo Riccio und der Astroni einen Bestand an Magnesium, Calcium und teilweise von Aluminium, welcher höher ist als bei allen anderen; bei den Astroni würde das Kalium höher sein als bei den anderen, Natrium dagegen geringer. Diese

[1]) H. S. Washington, Journ. of Geology V, 1897, S. 351, 357.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	Cl	P_2O_5	Glühverlust	Summa
Trachyt von Montesanto (Mauro)	57,681	—	22,145	4,735	—	Spuren	1,419		12,059	2,042	0,853	0,124	—	101,058
„ „ „ (Johnston-Lavis)	57,909	0,654	15,786	6,807	0,010	0,230	2,986	1,656	7,270	6,013	0,606	0,007	0,336	100,270
„ „ „ (Freda)	58,18	0,25	18,29	4,63	0,58[1])	0,27	2,47	0,65	6,93	4,52	0,819	—	—	98,69
„ von Cumä (vom Rath)	61,23	—	18,42	4,55	—	—	1,81	0,34	2,62	10,82	0,78	—	0,17	100,74
„ „ „ (Washington)	59,79	Spuren	19,71	2,95	1,08	Spuren	1,19	0,36	7,10	6,79	0,53	—	0,24	100,74
„ „ Caprara, Astroni (Riva)	57,58	0,31	19,39	3,22	1,62	—	4,08	1,17	8,68	3,12	0,17	0,21	0,94	100,49
Piperno der Vomero-Drahtseilbahn, grauer erdiger Bestandteil (Freda)	62,50	—	18,44	3,88	—	—	0,83	0,47	4,98	7,17	0,22	—	—	99,49
Piperno der Vomero-Drahtseilbahn, brauner kompakter Bestandteil (Freda)	61,55	—	19,06	4,14	—	—	1,28	0,62	5,31	6,72	—	—	—	99,78
Piperno von der Piazza Amedeo, grauer erdiger Bestandteil (Freda)	59,47	—	18,65	4,50	—	0,20	2,62	0,59	7,12	4,79	0,17	—	0,81	98,92
Piperno von der Piazza Amedeo, brauner kompakter Bestandteil (Freda)	59,34	0,19	18,48	4,59	—	0,31	2,54	0,77	6,75	4,96	0,81	—	—	98,74
Piperno von Pianura (Abich, Roth)	61,74	—	19,24	4,12	—	—	1,14	0,39	5,50	6,68	0,19	—	1,12	100,12
Schlacken von Montesanto, vereinigte Masse (Freda)	59,38	Spuren	18,40	4,33	—	0,38	2,24	0,57	6,68	5,26	0,88	Spuren	0,24	—
„ „ „ isolierte Masse (Freda)	59,65	—	17,82	4,46	—	—	2,31	0,61	7,29	5,78	0,86	—	—	—
„ des Monte Nuovo (Abich)	61,71	—	16,85	4,27	—	—	1,55	0,99	4,36	7,50	0,65	—	1,05	98,89
„ „ „ „ (Rammelsberg)	59,47	—	17,24	4,33	—	—	3,10	0,97	8,01	6,17	1,03	—	1,07	101,41
„ „ „ „ „	59,30	—	17,00	4,45	—	—	1,27	0,40	7,97	9,76	—	—	0,50	—
„ „ „ „ (Washington)	60,33	Spuren	18,74	2,84	1,29	Spuren	1,15	0,38	7,30	7,15	0,43	Spuren	0,56	100,17
Schwarze Schlacke von Mascaglione (Fondo Riccio) (Manasse)	55,23	—	19,61	4,33	2,97	—	5,32	2,25	6,25	3,98	0,24	„	0,31[2])	100,49
„ „ „ Concola (Fondo Riccio) (Manasse)	56,74	—	18,74	3,84	2,87	Spuren	4,63	2,00	7,18	4,36	0,22	„	0,44[2])	101,02
Aschgrauer Bimsstein von Concola (Fondo Riccio) (Manasse)	56,27	—	18,67	5,74	1,58	—	4,47	1,44	5,03	4,65	Spuren	„	1,77[2])	99,62
Rote Schlacke von Concola (Fondo Riccio) (Manasse)	57,25	—	19,93	4,83	2,27	0,09	3,40	1,78	6,96	4,43	0,29	„	0,49[2])	101,72
Bimsstein der äußeren Umwallung der Astroni (Riva)	58,35	0,30	19,83	0,98	2,37	—	3,67	0,90	9,10	3,59	Spuren		0,96	100,05
Schlacke der violetten Lapilli am Eingang in die Astroni (Riva)	56,69	0,45	—	3,03	2,08	0,53	—	—	—	—	—	—	—	—
Trachyt in den Auswürflingen von andesitischem Typus in der äußeren Umgürtung der Astroni (Riva)	54,72	0,65	19,60	2,45	3,09	Spuren	5,00	1,90	6,87	3,52	0,05	Spuren 0,28	2,08	99,93
Schlacke von den Pagliaroni in den Astroni (Riva)	57,50	0,50	18,80	4,37	0,62	0,57	3,84	1,20	8,39	3,16	0,03	0,20	0,99	100,21
„ der Rotondella in den Astroni (Riva)	57,60	0,46	19,43	2,49	1,92	0,23	4,17	1,06	8,71	3,55	0,04	—	0,64	100,50
Grauer Tuff des Monte Nuovo (Favilli)	55,10	—	18,30	7,60		Spuren	6,55	0,40	2,80	2,95	Spuren	—	6,30	100,00
„ „ „ „ „ (Abich)	56,31	—	15,33	7,11		—	1,74	1,36	6,54	4,84	—	—	—	100,22
„ „ „ Posillipo (Abich)	54,41	—	15,40	7,74		—	3,17	1,50	7,54	2,87	—	—	—	100,08
Gelber Tuff des Posillipo (Abich)	52,80	—	15,83	7,57		—	3,13	0,84	7,66	2,90	—	—	—	100,14
Gelber Tuff von Pianura (Manley)	54,16	—	17,36	3,55	—	—	3,84	1,20	3,48	0,63	0,43	—	15,78	—
Kompakte Adern im gelben Tuff von Pianura (Manley)	51,05	—	16,86	4,83	—	—	2,31	1,41	6,26	1,37	—	—	15,91	—
Puzzolan von Bacoli (Luiggi und Cardi)	56,20	—	19,30	8,70	—	—	2,90	0,25	3,45	2,90	Spuren	—	6,30	100,00
„ „ „ (Rebuffat)	52,77	—	17,00	4,84	—	—	3,28	1,35	7,65	4,94	—	—	7,25	99,08

[1]) Mit Na_2O. — [2]) Mit Spuren von SO_3.

Differenzen, so klein sie auch sein mögen, sind auffällig in Gesteinen, welche beinahe immer die gleiche mineralische Zusammensetzung besitzen, rühren aber sicher teilweise von dem Vorherrschen eines Gemengteils vor den anderen her, teilweise auch von den pneumatolytischen Einwirkungen, denen die Gesteine nach ihrer Bildung unterworfen waren, wie vielleicht das Vorwiegen des Eisenoxyds in den Schlacken des Fondo Riccio, teilweise, ich wiederhole es, auch von den genaueren Methoden der chemischen Analyse. Die Puzzolane, welche graue Tuffe sind, und in noch höherem Maße die gelben Tuffe, zeigen eine gewisse Verschiedenheit durch den geringeren Anteil an Kieselsäure, den größeren Reichtum an Calcium und Magnesium, den geringeren Gehalt an Natrium, das Fehlen von Chlor. Dieselben Umstände, das Vorkommen von Kieselsäure in den gewöhnlichen Verhältnissen ausgenommen, wiederholen sich in den Tuffen der Umgebung von Salerno und anderen Orten Kampaniens, welche gänzlich oder teilweise von den Phlegräischen Feldern herstammen und von Ricciardi[1]) analysiert sind. Diese Umstände vermehren noch den Glauben an die Analysen dieses Forschers gegenüber den Zweifeln von Lang, welche sich vielleicht zu überwiegend auf die Tatsache gründeten, daß Ricciardi einigen der von ihm analysierten Gesteine einen unzutreffenden oder falschen Namen beigelegt hatte[2]). Die oben erwähnten Differenzen im Gehalt an Calcium und Magnesium rühren wahrscheinlich von der Beimischung organischer und sedimentärer Massen in den Tuffen selbst her, sei es durch Diffusion des Calcium- und Magnesiumkarbonats, das den Kalkschalen von den durchgehenden Wassern entzogen wurde, sei es, wie Schirlitz behauptet, durch Zersetzung der Calcium- und Magnesiumsulfate, die sich im Meerwasser befinden und durch die Wirkung der abgestorbenen organischen Substanzen in die respektiven Karbonate verwandelt und in den Schichten verteilt wurden[3]). Die Armut an Natron, das übrigens Manley unvollkommen bestimmte, und das Fehlen des Chlors sind durch das Fehlen des Sodaliths verursacht worden, der mit der Zeit im Innern des Tuffes zersetzt wurde oder sich nicht in demselben gebildet hatte, weil der Tuff weit von den vulkanischen Herden und von pneumatolytischen Einwirkungen gefallen war.

Die Analysen zeigen auch Verwandtschaft mit denen der Obsidiane und denen der Trachyte von Ischia und M. Rotaro und, wenn auch nicht in dem Maße, mit kleinen Differenzen in den Alkalien, mit einigen Analysen von Ponza. Lang, der von ganz theoretischen und philosophischen Gesichtspunkten ausging, irrte sich also, wenn er annahm, daß sich im Golfe von Neapel drei Spalten kreuzten, von denen verschiedene vulkanische Materien ausgingen, und daß die Spalten und das Gestein der Phlegräischen Felder von denjenigen von Ischia verschieden, wohl aber mit denen des Vultur und des M. Ferru verknüpft seien, welche mehr basische und auch mineralogisch wie physikalisch verschiedene Massen auswarfen.

Mineralogische Beschaffenheit.

Feldspate.

Der häufigste Bestandteil ist der Sanidin, der gewöhnlich vollständig oder beinahe vollständig die mikrolithischen Feldspate und einen kleinen Teil, seltener die Gesamtheit der größeren Kristalle bildet. Sehr selten fehlt er, z. B. bei einigen Schlacken von S. Maria del Pianto. Der Reichtum an Kalium und der hohe Gehalt an Kieselsäure in

[1]) L. Ricciardi, Ricerche chimiche sui depositi di tufi vulcanici nella provincia di Salerno (Atti Acc. Gioenia Ser. II, Bd XVI, 1882, S. 107). — I tufi vulcanici del Napolitano (ibid. XVII, 1885, S. 37).

[2]) O. Lang, Die vulkanischen Herde am Golfe von Neapel (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. XLV, 1893, S. 178).

[3]) Walther und Schirlitz, Studien zur Geologie des Golfes von Neapel, S. 337.

den Trachyten rührt wesentlich vom Sanidin her. Einige Analysen der phlegräischen Gesteine könnten, abgesehen von dem zu großen Gehalt an Eisen, Calcium und Magnesium, als Analysen von Orthoklas oder Sanidin gelten. Die sorgfältigen Untersuchungen über die Brechungsindizes, welche Riva angestellt hat, haben gezeigt, das der Sanidin des Piperno und der Astroni häufig Natronsanidin ist, und dafür halte ich auch denjenigen der Montagnella di Santa Teresa und des Kap Miseno. Noch zahlreichere und genauere Untersuchungen werden zeigen, daß er wahrscheinlich auch anderswo verbreitet ist. Anorthoklas wurde von Riva im Piperno erkannt, und in der Tat habe auch ich ihn im Piperno von Neapel im Parke Grifeo und der darüber liegenden Breccie und bei der Via Tasso, wie auch in den Schlacken des M. Spina, der Montagnella di Santa Teresa, des Kap Miseno, im Änigmatit-Trachyt der Museumsbreccie bei Camaldolilli, im kompakten Trachyt bei der Via Tasso in Neapel wieder gefunden. Nach Rosenbusch wäre der Anorthoklas in den Trachyten von Ischia, die denjenigen der Phlegräischen Felder so ähnlich sind, sehr gewöhnlich, wenn man nämlich nach ihm diejenigen Feldspate dazu rechnet, deren Spaltungswinkel wenig von 90° abweicht, und die in den Dünnschliffen eine leichte mikroklinartige Doppelzwillingsstreifung zeigen.

Früher wurden die Plagioklase für sehr selten oder gar nicht vorkommend gehalten. Gewöhnlich war (bei der Solfatara, der Senga, M. Spina, Montagnella di Santa Teresa, M. di Cuma, Schlacken von Montesanto) der Plagioklas als solcher ohne nähere Bestimmung beobachtet worden. Nur in der Lava von Montesanto, welche Freda und Dell' Erba untersucht haben, wurde ein sehr natronreicher Plagioklas, der Oligoklas, bestimmt. Andesin oder Labradorit wurden von Lacroix beim M. Olibano bestimmt. Dell' Erba erkannte Anorthit in den Schlacken des M. Nuovo, ebensowohl in Mikrolithen in der Grundmasse, wie in den Einsprenglingen, Lacroix hat ihn auch im M. Olibano beobachtet: nur in den Trachyten bei Fuorigrotta herrscht nach Dell' Erba durchaus Anorthit vor, während Labradorit nur wenig und der Sanidin fast gar nicht vorkommt. Im Piperno hatte kein Autor Plagioklas erkannt, mit Ausnahme von Roth im Piperno von Pianura: daraus würde folgen, daß der Piperno ein Gestein wäre, das mineralogisch verschieden ist von allen phlegräischen Trachyten. Später erkannte Riva Natronsanidin und Anorthoklas darin. Wenn man aber auf die Gleichförmigkeit der Analysen achtet, so könnte man zu dem Schlusse kommen, daß die geringe Kenntnis der Kalknatronfeldspate im Piperno nur von der Art und Weise der Beobachtung herrührte. Die Vervollkommnung der mikrolithologischen Studien hat gezeigt, daß die Plagioklase immer und viel häufiger vorhanden sind, als man bisher annahm, was vollkommen in Übereinstimmung ist mit dem reichlichen Vorkommen von Augit und mit der davon abhängenden Basizität des Gesteins, wobei also noch das Zusammenvorkommen einer Menge von Sanidin mit einem bedeutend basischeren Mineral, wie es der Augit ist, beinahe unerklärlich blieb.

Eine Individualisierung bestimmter Plagioklase findet sich selten. Gewöhnlich trifft man in jeder Schlacke oder Lava und in jedem Auswürfling allerdings bald mehr, bald weniger die ganze Reihe der isomorphen Mischungen der basischen Plagioklase an. Diejenigen der überwiegend natronhaltigen Reihe sind wenig häufig in den Einsprenglingen und fehlen in den Mikrolithen. Am häufigsten ist der Anorthit. Aus ihm bestehen die Mikrolithen in geringer Menge mit Sanidin zusammen (M. Nuovo, Auswürflinge der Solfatara und von Cumä, Averno, Bajä, Sodalithtrachyt in der Breccie von Camaldoli mit Labradorit) oder mit ziemlich großem Überwiegen (Fuorigrotta, Miseno, Schlacken von Palombara und Sodalithtrachyt in den Breccien der Montagna d'Innocenzo mit Labradorit). Er bildet ferner den größten Teil der Feldspateinschlüsse (M. Nuovo; Solfatara im Trachyt mit Bytownit und Andesin, in den Auswürflingen mit Labradorit; Montagna Spaccata; Senga; Astroni mit Bytownit

und Labradorit; Fondo Riccio mit Bytownit und Andesin; Sta Maria del Pianto in den Schlacken mit Bytownit oder mit Labradorit, in den Obsidianen mit Albit; Averno; M. Olibano im Trachyt mit Labradorit oder Andesin, in den Schlacken mit Bytownit und Oligoklas; M. Spina mit Labradorit; Montagnella di Sta Teresa; Cumä in den Auswürflingen mit Labradorit; Kap Miseno mit Bytownit, Labradorit, Albit; Miseno; Campiglione im Obsidian mit Bytownit und Labradorit; Piperno von Soccavo, vom Parke Grifeo, von der Via Tasso; kompakter Trachyt der Breccie von Soccavo mit Albit; Trachyt mit Änigmatit der Breccie von Camaldolilli, Sodalithtrachyt der Breccie unterhalb Camaldoli; Piperno von Neapel mit Bytownit und Oligoklas; kompakter Trachyt der Breccie vom Parke Grifeo mit Labradorit; Sodalithtrachyt der vorhergenannten Breccie mit Bytownit und Andesin; kompakter Trachyt der Via Tasso mit Labradorit; Auswürflinge im Tuffe vom Scudillo mit Bytownit; Fuorigrotta mit Labradorit; in der Breccie der Montagna d'Innocenzo im helleren Trachyt mit Labradorit, im Sodalithtrachyt ohne Sanidin, im Obsidian mit Labradorit, Oligoklas, Albit; in den unteren und oberen Schlacken der Palombara). Labradorit findet sich allein in Mikrolithen, im Änigmatit-Trachyt der Breccie von Camaldolilli, im amphibolhaltigen Trachyt der Breccie der Montagna d'Innocenzo und kommt überdies noch vor in den Einsprenglingen (Bajä, Bimssteine von Bacoli, Piperno unterhalb Camaldolilli, Piperno in den Auswürflingen oberhalb der Breccie von Camaldoli mit Bytownit und Andesin, kompakter Trachyt im Parke Grifeo; Einschlüsse im Tuff vom Scudillo). Natron, das ziemlich reichlich in den phlegräischen Gesteinen vorkommt, gehört in kleinerer Menge dem Sanidin an, aber hauptsächlich den verschiedenen Plagioklasen und den verschiedenen Nebengemengteilen (Sodalith, Ägirinaugit, Ägirin, Hauyn, Nosean).

Eisenhaltige Mineralien.

Andere Hauptgemengteile sind eisenhaltige Mineralien, nämlich in ziemlich verschiedenen Verhältnissen Augit und die Oxyde von Eisen, besonders Magnetit. Im Obsidian fehlen gänzlich, wenn auch nicht immer, Körner oder Kristalle von Magnetit (Senga, Sta Maria del Pianto, Cumä, Campiglione, M. Nuovo). In der Tat lösen sich die Eisenoxyde in den Flüssen wie das Glas auf, ebenso auch im Obsidian. Das Eisenoxyd gibt den Gläsern eine sehr leichte gelbe oder rote Färbung, während das Eisenoxydul und das magnetische Oxyduloxyd dem Glase eine dunkelgrüne Farbe geben, die man bei unserem Obsidian sehr häufig bemerkt. Oft kommt in den kompakten Laven (Solfatara) und im schlackigen Magnetit vor (M. Nuovo, Montagna Spaccata, Senga, Sta Maria del Pianto, Schlacken des Averno, M. Olibano, M. Spina, Palombara, Fuorigrotta, Sodalithtrachyt der Auswürflinge von Miseno und der Breccie von Camaldoli), der im Piperno und in einigen der genannten Schlacken sich so reichlich findet, daß diese Massen eine schwarze Farbe erhalten. Er findet sich sowohl in Mikrolithen wie in Körnchen oder gut unterscheidbaren Opaciten. In gewissen Einschlüssen im Tuff des M. Nuovo, in den unteren Schlacken von Palombara, im Piperno, in welchen der Sanidin eine überwiegend sphärolithische Anordnung zwischen den Feldspatnadeln besitzt, kommt Magnetit sehr häufig und sehr fein verteilt vor. Im Hauyn haben alle Opacite den Charakter von Magnetit. In verschiedenen Fällen, besonders in den Schlacken, findet sich meistens Hämatit zusammen mit Magnetit, aus dem jener hervorgegangen ist (M. Nuovo). In vielen Fällen bestehen die Opacite, entstanden durch die Einwirkung des Wasserdampfes der Fumarolen bei nicht sehr hoher Temperatur auf die Eisenoxyde, teilweise (Senga, Schlacken der Astroni, Sodalithtrachyt der Breccie unterhalb Camaldoli) oder gänzlich (Montagna Spaccata, Santa Maria del Pianto, Fondo Riccio, M. Olibano) aus Hämatit und röten die

den Trachyten rührt wesentlich vom Sanidin her. Einige Analysen der phlegräischen Gesteine könnten, abgesehen von dem zu großen Gehalt an Eisen, Calcium und Magnesium, als Analysen von Orthoklas oder Sanidin gelten. Die sorgfältigen Untersuchungen über die Brechungsindizes, welche Riva angestellt hat, haben gezeigt, das der Sanidin des Piperno und der Astroni häufig Natronsanidin ist, und dafür halte ich auch denjenigen der Montagnella di Santa Teresa und des Kap Miseno. Noch zahlreichere und genauere Untersuchungen werden zeigen, daß er wahrscheinlich auch anderswo verbreitet ist. Anorthoklas wurde von Riva im Piperno erkannt, und in der Tat habe auch ich ihn im Piperno von Neapel im Parke Grifeo und der darüber liegenden Breccie und bei der Via Tasso, wie auch in den Schlacken des M. Spina, der Montagnella di Santa Teresa, des Kap Miseno, im Änigmatit-Trachyt der Museumsbreccie bei Camaldolilli, im kompakten Trachyt bei der Via Tasso in Neapel wieder gefunden. Nach Rosenbusch wäre der Anorthoklas in den Trachyten von Ischia, die denjenigen der Phlegräischen Felder so ähnlich sind, sehr gewöhnlich, wenn man nämlich nach ihm diejenigen Feldspate dazu rechnet, deren Spaltungswinkel wenig von 90° abweicht, und die in den Dünnschliffen eine leichte mikroklinartige Doppelzwillingstreifung zeigen.

Früher wurden die Plagioklase für sehr selten oder gar nicht vorkommend gehalten. Gewöhnlich war (bei der Solfatara, der Senga, M. Spina, Montagnella di Santa Teresa, M. di Cuma, Schlacken von Montesanto) der Plagioklas als solcher ohne nähere Bestimmung beobachtet worden. Nur in der Lava von Montesanto, welche Freda und Dell' Erba untersucht haben, wurde ein sehr natronreicher Plagioklas, der Oligoklas, bestimmt. Andesin oder Labradorit wurden von Lacroix beim M. Olibano bestimmt. Dell' Erba erkannte Anorthit in den Schlacken des M. Nuovo, ebensowohl in Mikrolithen in der Grundmasse, wie in den Einsprenglingen, Lacroix hat ihn auch im M. Olibano beobachtet: nur in den Trachyten bei Fuorigrotta herrscht nach Dell' Erba durchaus Anorthit vor, während Labradorit nur wenig und der Sanidin fast gar nicht vorkommt. Im Piperno hatte kein Autor Plagioklas erkannt, mit Ausnahme von Roth im Piperno von Pianura: daraus würde folgen, daß der Piperno ein Gestein wäre, das mineralogisch verschieden ist von allen phlegräischen Trachyten. Später erkannte Riva Natronsanidin und Anorthoklas darin. Wenn man aber auf die Gleichförmigkeit der Analysen achtet, so könnte man zu dem Schlusse kommen, daß die geringe Kenntnis der Kalknatronfeldspate im Piperno nur von der Art und Weise der Beobachtung herrührte. Die Vervollkommnung der mikrolithologischen Studien hat gezeigt, daß die Plagioklase immer und viel häufiger vorhanden sind, als man bisher annahm, was vollkommen in Übereinstimmung ist mit dem reichlichen Vorkommen von Augit und mit der davon abhängenden Basizität des Gesteins, wobei also noch das Zusammenvorkommen einer Menge von Sanidin mit einem bedeutend basischeren Mineral, wie es der Augit ist, beinahe unerklärlich blieb.

Eine Individualisierung bestimmter Plagioklase findet sich selten. Gewöhnlich trif[ft] man in jeder Schlacke oder Lava und in jedem Auswürfling allerdings bald mehr, bald wenig[er] die ganze Reihe der isomorphen Mischungen der basischen Plagioklase an. Diejenigen d[er] überwiegend natronhaltigen Reihe sind wenig häufig in den Einsprenglingen und fehlen den Mikrolithen. Am häufigsten ist der Anorthit. Aus ihm bestehen die Mikrolithen geringer Menge mit Sanidin zusammen (M. Nuovo, Auswürflinge der Solfatara und von Cu[ma], Averno, Bajä, Sodalithtrachyt in der Breccie von Camaldoli mit Labradorit) oder mit ziemli[ch] großem Überwiegen (Fuorigrotta, Miseno, Schlacken von Palombara und Sodalithtrach[yt] in den Breccien der Montagna d'Innocenzo mit Labradorit). Er bildet ferner den größ[ten] Teil der Feldspateinschlüsse (M. Nuovo: Solfatara im Trachyt mit Bytownit und Ande[sin] in den Auswürflingen mit Labradorit; Montagna Spaccata; Senga; Astroni mit Bytow[nit]

und Labradorit; Fondo Riccio mit Bytownit und Andesin; Sta Maria del Pianto in den Schlacken mit Bytownit oder mit Labradorit, in den Obsidianen mit Albit, Averno, M. Olibano im Trachyt mit Labradorit oder Andesin, in den Schlacken mit Bytownit und Oligoklas; M. Spina mit Labradorit; Montagnella di Sta Teresa; Cumä in den Auswürflingen mit Labradorit; Kap Miseno mit Bytownit, Labradorit, Albit; Miseno, Campiglione im Obsidian mit Bytownit und Labradorit; Piperno von Soccavo, vom Parke Grifeo, von der Via Tasso; kompakter Trachyt der Breccie von Soccavo mit Albit; Trachyt mit Änigmatit der Breccie von Camaldolilli, Sodalithtrachyt der Breccie unterhalb Camaldoli, *Piperno* von Neapel mit Bytownit und Oligoklas; kompakter Trachyt der Breccie vom Parke Grifeo mit Labradorit; Sodalithtrachyt der vorhergenannten Breccie mit Bytownit und Andesin; kompakter Trachyt der Via Tasso mit Labradorit; Auswürflinge im Tuffe vom Scudillo mit Bytownit; Fuorigrotta mit Labradorit; in der Breccie der Montagna d'Innocenzo im helleren Trachyt mit Labradorit, im Sodalithtrachyt ohne Sanidin, im Obsidian mit Labradorit, Oligoklas, Albit; in den unteren und oberen Schlacken der Palombara). Labradorit findet sich allein in Mikrolithen, im Änigmatit-Trachyt der Breccie von Camaldolilli, im amphibolhaltigen Trachyt der Breccie der Montagna d'Innocenzo und kommt überdies noch vor in den Einsprenglingen (Bajä, Bimssteine von Bacoli, Piperno *unterhalb* Camaldolilli, Piperno in den Auswürflingen oberhalb der Breccie von Camaldoli mit Bytownit und Andesin, kompakter Trachyt im Parke Grifeo; Einschlüsse im Tuff vom *Scudillo*). Natron, das ziemlich reichlich in den phlegräischen Gesteinen vorkommt, gehört in kleinerer Menge dem Sanidin an, aber hauptsächlich den verschiedenen Plagioklasen und den verschiedenen Nebengemengteilen (Sodalith, Ägirinaugit, Ägirin, Hauyn, Noseau).

Eisenhaltige Mineralien.

Andere Hauptgemengteile sind eisenhaltige Mineralien, nämlich in ziemlich verschiedenen Verhältnissen Augit und die Oxyde von Eisen, besonders Magnetit. Im Obsidian fehlen gänzlich, wenn auch nicht immer, Körner oder Kristalle von Magnetit [illegible] Sta Maria del Pianto, Cumä, Campiglione, M. [illegible]. In der Tat [illegible] die Eisenoxyde in den Flüssen wie das Glas auf. [illegible] Das Eisenoxyd gibt den Gläsern eine sehr leichte gelbe oder rote Färbung, während das Eisenoxydul und das magnetische Oxyduloxyd dem Glase [illegible] Farbe geben, die man in unserem Obsidian sehr häufig bemerkt. Oft [illegible] im schlackigen Magnetit vor (M. [illegible] Sta Maria del Pianto, Schlacken des Averno, M. [illegible] Trachyt der Auswürflinge von Miseno [illegible] und in einigen der genannten [illegible] schwarze Farbe erhalten. Er findet [illegible] unterscheidbaren Opaciten. In gewissen [illegible] Schlacken von Palombara, im Piperno [illegible] Anordnung zwischen den Feldspaten [illegible] und sehr fein verteilt vor. Im Haupt[illegible] Magnetit. In verschiedenen Fällen [illegible] Hämatit zusammen mit Magnetit [illegible] Fällen bestehen die Opacite [illegible] Fumarolen bei nicht sehr hoher Temperatur [illegible] der Astroni. Sodalithtrachyt der Breccie [illegible] Santa Maria del Pianto [illegible]

Rosenbusch Hauyn beobachtet, Pampaloni hat ihn in den Schlacken der Astroni und des Averno, Manasse in den Schlacken von Fondo Riccio, und ich habe ihn in den Schlacken des M. Nuovo, der Montagna Spaccata, der Senga, der Montagnella di Santa Teresa, des Kap Miseno und in den unteren und oberen Schlacken des M. di Procida beobachtet. Dieses Mineral wurde nur selten in den phlegräischen Gesteinen beobachtet, weil es sich meistens in den Poren findet und häufig beim Übertragen der Dünnschliffe verloren geht. Im Piperno wurde von Kalkowsky Nosean beobachtet, der sich sonst im Sodalithtrachyt der Breccie der Montagna d'Innocenzo findet. Er ist wahrscheinlich wie der Hauyn durch pneumatolytische Vorgänge in dem schon fertigen Gestein entstanden. Sodalith findet sich beinahe allenthalben in den Poren oder in den Spalten infolge der Einwirkung von Chlorwasserstoffdämpfen auf die natronhaltige Masse der Trachyte und bisweilen in sehr großer Menge als wesentlicher Gemengteil (M. Nuovo, Solfatara, Montagna Spaccata, Senga, Astroni, Santa Maria del Pianto, Averno, M. Spina, Cumä, M. Olibano, Piperno von Soccavo, von Camaldoli und der Museumsbreccie, Sodalithtrachyt aus der Breccie des Parkes Grifeo, Montesanto, Einschlüsse im Tuff des Scudillo, Schlacken des M. di Procida, Punta del Inferno, Sodalithtrachyt in der Breccie der Montagna d'Innocenzo, obere Schlacken von Palombara). Weder in Schlacken noch in Lavaströmen wurde Leucit als häufiges Element beobachtet. Nur De Lorenzo und Riva geben ihn an als wesentlichen, wenn auch nur sehr seltenen Bestandteil in den Astroni, sowohl in dem Seitenstrom, wie auch in den zentralen Schlacken; seltener tritt er in den Auswürflingen auf. Mir scheint, man kann nicht immer eine Verwechselung mit dem Sodalith ausschließen, ich glaube vielmehr, daß dieses bemerkenswerte Mineral, wenn es sich in den Astroni findet, auch in allen anderen phlegräischen Gebilden vorkommen wird, wo ich es bis jetzt noch niemals gefunden habe.

Zersetzungsprodukte sind außer den Sulfaten der Solfatara, dem überall verbreiteten Limonit und Hämatit, Kaolin, der aus der Zersetzung des Sodalithes und der Plagioklase hervorgegangen ist (Solfatara, Auswürflinge im gelben Tuff von Camaldolilli, im Tuffe des Scudillo und im Sodalithtrachyt der Breccie der Montagna d'Innocenzo) und Chalcedon im zersetzten Piperno der Breccie des Parkes Grifeo. Durch gelegentliche Reaktionen sind verschiedene Mineralien entstanden, welche sich hier und dort finden, besonders in den Poren, wie Hyalit, den Breislak in den Schlacken der Astroni beobachtet hat; Quarz, von Scacchi in den Schlacken des M. Spina und im Piperno bemerkt; Eisenglanz in denselben und den Schlacken des Fondo Riccio und Strömen des M. Olibano; Fayalit ($Fe_2 SiO_4$) beobachtet unter verschiedenen Namen wie Breislakit, Rutil, Hornblende und, wenn er zersetzt ist, als Raphisiderit (M. Olibano, Trachyt von Montesanto, Piperno in Hohlräumen); Calcit (M. Olibano, Montesanto) und Pyrit (Solfatara, Agnano). Nicht unbedingt fest steht das Vorkommen von Mejonit im Piperno von Pianura und von Nephelin, der von Kalkowsky in den Poren des Piperno gesehen worden ist.

Fassen wir nun das Ganze zusammen, so sind die Hauptgemengteile der Eruptivgesteine in den Phlegräischen Feldern im allgemeinen: Sanidin und Plagioklas, besonders der Anorthit, und mit diesem Augit und Magnetit, und zwar sowohl einzeln wie zusammen. Akzessorisch sind Biotit, Olivin und noch mehr Hornblende; sekundär Sodalith, der sehr häufig, und Hauyn, der seltener vorkommt. Wenn man die zufälligen in dem oberflächlichen Teile der Gegend fremden Auswürflinge ausschließt, so gibt es sehr wesentliche Unterschiede zwischen den Gesteinen der verschiedenen Gegenden nicht; sie variieren zwischen einem mehr basischen und einem mehr sauren Gestein. Die äußerste basische Varietät, ausgezeichnet durch das Überwiegen oder reichliche Vorkommen von Anorthit auch unter den Mikrolithen, nähert sich den Andesiten und wird durch die Schlacken von Bajä, M. di Procida, Kap Miseno, Porto di Miseno, d. h. von der ganzen Halbinsel von Bajä und

von Auswürflingen des Fondo Riccio und der äußeren Umwallung der Astroni, durch die Schlacken der Montagna Spaccata, der Gesteine von Cumä und Fuorigrotta, welche Dell' Erba Pyroxenandesit nannte, repräsentiert. Die Schlacken der Vulkane des Averno und des M. Nuovo, die an die Halbinsel angrenzen, und eine geringere Menge von Mikrolithen von Anorthit enthalten, bilden gewissermaßen einen Übergang zu den Trachyten der übrigen Gegenden, in denen sich unter den feldspatischen Mikrolithen nur oder fast nur Sanidin findet. Andere Varietäten, die jedoch eine geringere Rolle spielen, sind Ägirin- und Akmittrachyt von Cumä, die Schlacken ohne Biotit des M. Nuovo, die Schlacken mit häufigem Biotit und zuweilen mit Olivin von Santa Maria del Pianto.

Es ist zu bedauern, daß es keine chemischen Analysen aller dieser Gesteine gibt, von denen wohl manche von den anderen Trachyten der Phlegräischen Felder verschieden sein könnten. Wahrscheinlich rühren jene kleinen mineralogischen Unterschiede von örtlichen Verschiedenheiten des Untergrundes her. Übrigens werden wir sehen, daß zwischen dem einen Vulkan und dem anderen immer einige kleine mineralogische Unterschiede existieren, wie auch leichte chemische Unterschiede vorhanden sind. Wie auch die mineralogische Beschaffenheit sein mag, immer existiert ein beträchtlicher Unterschied zwischen den kompakten und den blasigen Laven, zwischen den Lavaströmen und den Schlacken, in dem umgekehrten Vorherrschen von Eisensilikat d. h. von Augit und von Eisenoxyden, die in ersteren selten, in letzteren häufig vorkommen.

Alle diese Gesteine sind, sei es nach ihrer chemischen Natur bei verschiedenem Gehalt an Kieselsäure, 57—62 Proz., sei es nach ihrer mineralogischen Natur, wirkliche Trachyte im Übergang zu Andesiten.

Physische Beschaffenheit.

Wir sahen, daß in bezug auf die chemische Zusammensetzung keine erheblichen Unterschiede zwischen den einen und den anderen Gesteinen existierten; ein sehr wichtiger Schluß, welcher die Einheit oder wenigstens sehr geringe Verschiedenheit ihrer Natur, ihres Ursprungs und der Gleichförmigkeit der pneumatolytischen Vorgänge beweist, denen sie während und nach dem Ausbruch unterworfen waren. Vom mineralogischen Standpunkt aus beobachten wir Unterschiede zwischen den Laven und den Schlacken. Etwas größer sind die Differenzen in bezug auf die physische Beschaffenheit, und wir haben schon darauf hingewiesen, daß es Eruptionen von kompakten und von schlackigen Laven gegeben hat, die ihrer physischen Beschaffenheit nach verschieden sind.

Erstens ist der Trachyt der Lavaströme völlig oder fast völlig kristallinisch, ohne oder nur mit geringer Beimischung von glasigen Teilen. Er hat also eine holokristallinische oder körnige Struktur, während diejenige der Schlacken überwiegend glasig ist mit wenigen kristallinischen Elementen, also hypokristallinisch. Eine ziemlich deutliche Grenze trennt die glasigen Schlacken von den Lavaströmen und im allgemeinen von den kristallinischen Trachyten; in der Tat sind Gesteine mit dazwischen liegendem Gehalt an Glas selten, oder sie fehlen überhaupt. Während der Trachyt der Lavaströme kompakt ist, ist derjenige der Schlacken meist blasig, und deshalb und infolge der verschiedenen glasigen oder kristallinischen Natur ist das spezifische Gewicht des schlackigen Trachytes geringer als das der Lavaströme. Diese Unterschiede in der Form der Verfestigung haben bedeutende Differenzen in der Farbe im Gefolge, indem die holokristallinischen Lavaströme hellere, grünliche oder grauliche Farben tragen, während die Obsidiane und die hypokristallinischen Schlacken dunkler sind von tiefblauer Farbe, von tiefroter dagegen, wenn die Mikrolithen in Hämatit oder geradezu von schwarzer, wenn diese in Limonit verwandelt sind. Dieser Unterschied rührt von der verschiedenen chemischen Verbindung des Eisens her, das in der Form von

Silikat, d. h. von Augit vorwiegend in dem helleren kompakten kristallinischen Gestein und in Form von Oxyden, häufig von Magnetit, in dem dunkleren, schlackenartigen, glasigen Gestein vorkommt. Doelter bemerkte, daß die Menge des Magnetits bei rascher Abkühlung eines Eisensilikates sehr bedeutend zunimmt[1]). Die Farbe ist daher eine Funktion der verschiedenen mineralogischen Zusammensetzung infolge der verschiedenen physischen Beschaffenheit.

Auch zwischen den einzelnen Eruptionen, den holo- oder hypokristallinischen, gibt es besondere Unterschiede, die nicht selten der ganzen Masse jedes Vulkans und jedes Ausbruchs eigen sind. Zwischen den verschiedenen glasigen oder schlackigen Ausbrüchen besteht, wie oben gesagt, der bedeutendste Unterschied in dem verschiedenen Überwiegen der Mikrolithen von Sanidin oder von Plagioklas; aber noch ein anderer Unterschied, dessen Ursache unbekannt ist, besteht in der verschiedenen Form und Verteilung der Mikrolithen von Sanidin und zuweilen der von Anorthit mitten in der hypokristallinischen Masse. In vielen Fällen sind die Mikrolithen des Sanidins, sei es, daß sie einfach oder sehr selten verzwillingt sind, isoliert und zwar von um so weniger unbestimmten Umrissen, je geringer ihre Größe ist. Meistens legen sich die Mikrolithen aneinander, oder sie teilen sich, kreuzen sich und gruppieren sich zu Büscheln, in welchem Falle sie häufig gekrümmt sind, und diese Eigenschaft, welche bei den Trachyten von Ischia und Ponza wiederkehrt[2]), kommt am häufigsten in der kristallinischen Entwicklung unserer Schlacken vor. In den Schlacken der Astroni, von Kap Miseno, von Palombara usw. haben die Gruppen des Sanidin die Struktur, welche von Washington keraunoidisch genannt wurde, sie sind also zu Büscheln geformt, welche aus einem größeren Mikrolith bestehen, der in der Mitte schmäler ist, und von dem viele andere kleinere oft gekrümmte nach den Enden unter spitzen Winkeln ausstrahlen. In den Schlacken des M. Nuovo, in den höheren von Palombara, in denen des Senga, vom M. Olibano, in den Einschlüssen im Tuff des Scudillo und im Piperno sind die Mikrolithen des Sanidins in strahlige Büschel geordnet, die um einen Mittelpunkt herumliegen und manchmal wirkliche Sphärokristalle bilden. Die fluidale Verteilung der Mikrolithen ist meistens, doch nicht immer, deutlich sichtbar. Auch zwischen den kristallinischen Trachyten der Ströme besteht ein schrittweiser Übergang nach der Richtung, daß einige ein wenig glasig, andere mehr kristallinisch sind. In den ersteren sind Mikrolithen von Sanidin und Augit häufig mit spärlichen Plagioklasen, indem sie dabei einen dichten Filz bis zum völligen Verschwinden glasiger Teile bilden. In dem die Grundmasse bildenden Filz aus Mikrolithen stechen verschiedene größere Kristalle derselben Bestandteile und andere verschiedener Mineralien besonders vom basischen Plagioklas hervor, aber bald sind die Unterschiede in den Dimensionen beträchtlicher (Averno, Kap Miseno usw.), bald sind sie weniger bedeutend (M. Nuovo, Senga usw.). In diesen Fällen ist zweierlei Größe, d. h. zweimalige Verfestigung der Gemengteile, deutlich zu erkennen. Manchmal jedoch sind alle Gemengteile in Kristallen von großen und gleichförmigen Dimensionen erstarrt ohne oder mit nur sehr wenig Glaseinschlüssen und ohne mikrolithische Grundmasse. In diesem Falle zeigt der Trachyt die Eigenschaften einer sog. intratellurischen Erstarrung und die rein holokristallinische Struktur, wie alle die Gesteine, welche nur aus kristallinischen Mineralien zusammengesetzt sind, obwohl diese nicht immer scharf begrenzte Kristallformen zeigen. So sind der Trachyt von M. Olibano, den Lacroix Sanidinit nannte, und teilweise die anderen Sanidinite desselben Autors beschaffen, sei es, daß sie sich in Lavaströmen oder in ausgeworfenen Bruchstücken im Tuff finden. Diese holokristallinische oder körnige Struktur ist den Eläolithsyeniten, den Theralithen, Graniten und anderen alten Gesteinen, die die deutschen Geologen Tiefengesteine nennen, eigentümlich. Übrigens haben auch von den

[1]) C. Doelter, Petrogenesis. Braunschweig 1906, S. 90.
[2]) Rosenbusch, Mikros. Physik. II, 1887, S. 565. — Washington, On Ischian Trachytes S. 380.

holokristallinischen Trachyten einige zweimalige Bildung der Bestandteile (Cumä, Astroni, Solfatara), andere weniger deutlich, und unter diesen haben einige (M. Olibano) kristallisierte Bestandteile von großen Dimensionen; bei anderen (Averno, Auswürflinge von Torre dei Franceschi, M. di Procida, S. Elmo, Sta. Maria del Monte) sind sie feiner und beinahe gleichförmig kristallisiert, und diese letzteren unterscheiden sich von allen anderen durch die gleichmäßige weiß und schwarze Farbe und durch ihre äußere Erscheinung, die, abgesehen von der helleren Farbe, sie gewissen Gabbro oder Diabasen ähnlich macht.

Fassen wir die strukturellen Eigenschaften zusammen, die bei den phlegräischen Laven einfach von den physischen Verhältnissen der Abkühlung und Erstarrung herrühren, so sehen wir eine Reihe von Typen, deren Unterschiede wesentlich in dem verschiedenen Grade der Differenzierung der Grundmasse und der Einsprenglinge bestehen. Die Reihe beginnt mit Obsidianen, deren Grundmasse aus Glas mit relativ seltenen Einsprenglingen oder Mikrolithen von Feldspat, Pyroxen, Magnetit besteht (Cumä, Astroni); es folgen Grundmassen, die wenig Glas und eine hyalopilitische Struktur besitzen und daher einen andesitischen Charakter tragen (M. Nuovo); darauf Massen, die ähnlich, aber beinahe holokristallinisch sind, mit deutlichen und großen Einsprenglingen (Senga, Astroni, Kap Miseno, M. di Procida, Averno); darauf wirklich holokristallinische Massen, welche aus Feldspatmikrolithen und allotriomorphen Aggregaten von Feldspaten, Pyroxen und Magnetit bestehen, deren Körner sich bis zu 0,1 mm erheben (Senga, Kap Miseno, M. di Procida), während die Feldspatmikrolithen bis zu 2 mm lang werden können. In demselben Maße, wie die Dimensionen der Bestandteile der Grundmasse wachsen, vermindert sich die Bestimmtheit des Umrisses der idiomorphen feldspatischen und augitischen Einsprenglinge (Cumä, Astroni, Solfatara). So vermindert sich nach und nach der porphyrartige Charakter des Gesteins, indem die Unterschiede zwischen den Einsprenglingen und der Grundmasse allmählich geringer werden. Die Glaseinschlüsse werden kleiner oder verschwinden, und alle Gemengteile finden sich makroskopisch kristallisiert mit beinahe gleichförmigen Dimensionen (M. Olibano). Die Gründe für solche Unterschiede werden noch klarer hervortreten, wenn wir die verschiedenen Umstände betrachten, welche sich bei der Abkühlung und Erstarrung der Trachyte geltend machen.

Was die Zusammensetzung und Natur der Tuffe angeht, so bin ich der Ansicht, daß sie dieselbe ist wie die der Gesteine, durch deren Zerstückelung sie entstanden sind; Abich sah, daß die feinen Materien des Tuffes beim Schmelzen sich in ein Aggregat von kleinen glasigen, hohlen Kügelchen umsetzten und sich bei Weißglut in eine glasige, blasige, dunkelgraue Masse verwandelten, die den Schlacken ähnlich war.

XXXIII. Petrographische Natur der Auswürflinge.

Wir sahen früher, daß bei allen Explosions- und Schlackeneruptionen mit den Tuffen und Schlacken zusammen sehr verschiedenartige Auswürflinge vorkommen von Bruchstücken eruptiver und sedimentärer Gesteine, die in dem Gebiet an der Oberfläche vorkommen oder auch dort fehlen.

Beim Ausbruch des Monte Nuovo waren mit dem Tuff Ziegelsteine und Bruchstücke römischer und mittelalterlicher Bauwerke verbunden, ein sehr schönes Beispiel für eine vulkanische Bildung, die sich teilweise aus menschlichen Gegenständen zusammensetzt.

Unter den Bruchstücken, die beinahe in jeder Schlackeneruption vorkommen, bei der Montagna Spaccata, Fondo Riccio, Montagnella di Santa Teresa, den Schlacken des Monte Olibano, fanden wir Fragmente des unten liegenden gelben Tuffes. In dem grauen Tuff des Averner Sees liegen Auswürflinge von gelbem Tuff, die mehrere Kubikmeter groß

sind; in der Tat findet sich der gelbe Tuff in sehr geringer Tiefe und liegt unter dem grauen Tuff in dem äußeren südlichen Teile der Umwallung. Anderseits finden sich im gelben Tuff fast überall (Neapel, Posillipo, Monte di Procida, Miseno usw.) Bruchstücke grünen Tuffes, die aber weniger groß sind als die Bruchstücke des im grauen Tuffe eingeschlossenen gelben Tuffes. Dieser Tuff liegt also in größerer Tiefe. Nur beim Epomeo auf Ischia tritt dieser grüne Tuff offen zutage, in den Phlegräischen Feldern nicht. Die Fragmente sind häufiger und größer beim Monte di Procida, bei Miseno und meist auf der Halbinsel Bajä; dort liegt er also wahrscheinlich der Oberfläche näher.

Einige Bruchstücke mit Mollusken lebender Arten finden sich beim Monte di Procida, aber es ist sehr gut möglich, daß die Konglomerate, welche sie enthalten, teilweise vom Meere dort angehäuft sind. Es finden sich, wenn auch sehr selten, bei Posillipo, Monte di Procida, den Breccien von Camaldolilli wenig veränderte Kalke, die denen der Trias der Halbinsel von Sorrent und vielleicht des Monte Massico entsprechen; sie existieren also im Untergrund, aber in sehr großer Tiefe, vielleicht von einigen 1000 m.

Die Auswürflinge mit Humboldtilith, Augit, Leucit, Försterit, Spinell, Wollastonit usw., die Lacroix so sorgfältig in den Astroni im Tuff des Torre d'Ingresso und in den Schlacken der Pagliaroni beschrieben hat, sind mit den holokristallinischen, ganz aus Silikaten zusammengesetzten identisch, die sich in den gleichen Tuffen des Monte Somma finden und von Lacroix der vollständigen Umsetzung der Kalke zugeschrieben werden, die sich im Untergrund finden. Auch in den Tuffen von Latium finden sich ähnliche Bruchstücke. Über die groben Bruchstücke von Pyroxen und Humboldtilith äußert sich Lacroix (S. 328): »Cette roche possède les caractères extérieurs et la composition minéralogique des scories fréquentes dans les fours à chaux où l'on cuit des calcaires siliceux.« Deshalb bemerkt er ausdrücklich, daß »les roches sont le résultat de la transformation des calcaires, sous l'action d'une roche volcanique dont les veinules noires leucitiques sont, sans doute, les témoins endomorphisés.«

Die Hypothese Thompsons[1]), daß die Bruchstücke der mineralogischen Aggregate, die in den Tuffen der Somma zusammen mit den unveränderten oder zersetzten Kalken vorkommen, Bruchstücke derselben Kalke seien, die durch vulkanische Gesteine vollständig modifiziert wurden, ist in 100 Jahren nach und nach bestätigt worden. Sehr auffällig ist die Ähnlichkeit der eingeschlossenen Aggregate und der einschließenden vulkanischen Gesteine, beim Vesuv, dem Vulkan von Roccamonfina und den Vulkanen Latiums, lauter Lokalitäten, wo im Untergrund bis zum Krater sicherlich eine sehr große Reihe von Trias- oder noch jüngeren Kalken vorkommt, wie sich dies in den unzähligen Kalkfragmenten in den Tuffen wenigstens einiger dieser Vulkane offenbart. Identische Aggregate finden sich ferner in den Vulkanen von Bracciano, Vico und Bolsena, in deren Untergrund sich sehr mächtige Kalke, wenn auch von etwas verschiedener Natur, und identische vulkanische Gesteine finden. In den Tuffen der Somma und der anderen schon erwähnten Orte sind Bruchstücke sehr häufig, die reichlich kalkhaltige, aus der Zersetzung der Kalksteine entstandene Mineralien, wie Glimmer, Humit, Epidot, aber auch solche mit nicht kalkhaltigen Mineralien sehr verschiedenen Ursprungs enthalten. Diese Fragmente werden wahrscheinlich aus größerer Tiefe stammen. Diesen ähneln am meisten die der Astroni und anderer Stellen der Phlegräischen Felder, wo äußerst selten Bruchstücke solcher kompakter oder metamorphisierter Kalke oder Silikate vorkommen, die sicherlich aus Kalkstein entstanden sind. Man könnte annehmen, daß besonders das erwähnte Bruchstück mit Humboldtilith

[1]) G. Thompson, Sur la nature des marbres vomis par le Vésuve et sur l'étendue possible des influences volcaniques (Bibl. britan., Bd. VII, 1798, S. 140).

und Augit einem Melilithbasalt angehöre, wie er von Stelzner beschrieben wurde, oder besser einem melilithhaltigen Leucitit, wie er am Capo di Bove und anderen Orten der Albaner Berge vorkommt; es fehlt aber in diesem Leucitit Hauyn, während Nephelin und Biotit vorkommen.

Von anderen noch älteren unveränderten Sedimentärgesteinen kenne ich bis jetzt keine Spuren. Beim Vesuv finden sich Granite, die vermutlich auch im Boden der Phlegräischen Felder vorkommen.

Gehen wir zu den Eruptivgesteinen über, so finden wir überall in den grauen und gelben Tuffen und in den Breccien Bruchstücke von Obsidianen mit perlitischer Struktur, schlackige, halb- oder vollkristallinische Trachyte, die hinsichtlich ihrer Farbe oder Textur mit jenen ähnlich oder identisch sind, welche wir schon in den Phlegräischen Feldern angetroffen haben. Diese Bruchstücke gehören sämtlich vorherexistierenden Massen an und beweisen dadurch, daß sich in der ganzen Gegend unterirdisch die Produkte anderer Schlackeneruptionen und andere kristallinische Lavaströme finden, von denen an der Oberfläche nichts zu sehen ist, die aber eine lange vorangegangene Existenz vulkanischer Ereignisse anzeigen. Mit am häufigsten in den unteren Bänken, z. B. mit dem Piperno, besonders aber an der Torre dei Franceschi kommen Bruchstücke glimmerhaltiger, körniger, holokristallinischer Trachyte vom Typus des Averno vor. Also beschränkten sich Ausbrüche ähnlichen Gesteins nicht auf den Krater des Averno und ähnliche Ausbrüche, deren Produkte heute sämtlich unterirdisch verborgen liegen, fanden in den älteren Zeiten in den Phlegräischen Feldern häufiger und ausgedehnter statt, als in den späteren. Auffallend ist das häufige Auftreten von Bruchstücken von Piperno mit Sphäroiden aus Sanidin in allen gelben Tuffen.

Es finden sich aber auch Bruchstücke vulkanischer Gesteine, die nicht an der Oberfläche dieser Gegenden erscheinen. Der Sodalithtrachyt findet sich zwar an der Oberfläche, aber niemals findet sich der Sodalith als wesentlicher Gemengteil in solcher Menge, wie in den Auswürflingen innerhalb der Breccie des Parkes Grifeo, zwischen den beiden Pipernobänken unterhalb Camaldoli und im Tuffe des Scudillo. Diese Auswürflinge gehören demselben extremen trachytischen Typus an, welcher oberflächlich zutage tritt, und noch mehr als dieser nähern sie sich den Phonolithen. Jene Fragmente ähneln dem Gestein von Vivara, welches Riva und de Lorenzo[1]) Trachydolerit nennen.

Diese Tatsachen beweisen, daß der reichlichen Sodalith führende Trachyt unter dem Boden der Gegend in den Produkten der älteren Ausbrüche verbreitet ist, und ebenso ist die Bildung des Sodalithes durch Reaktionen von Seewasser und von Dämpfen von Chlornatrium nach den Angaben von Scacchi, Lang und Friedel (s. Kap. XXXVII, S. 193) wahrscheinlich durch hohe Temperatur und Druck erleichtert worden, so daß er eher im Untergrunde als an der Oberfläche entstehen konnte.

Der Amphiboltrachyt mit Sanidin, Augit, Amphibol, Magnetit, der selten in der Breccie der Montagna d'Innocenzo vorkommt und zuweilen die Form von Geröllen besitzt, die andeuten, daß sie möglicherweise auch von außerhalb der nächsten Umgebung liegenden Orten herrühren, findet sich ausschließlich im Untergrund des Monte di Procida und seiner Umgebungen. Ausschließlich nur im Untergrund findet sich der Trachyt mit Änigmatit der Museumsbreccie. Bei Soccavo kommt Änigmatit mit Sanidin, Augit, Hornblende, Magnetit, Zirkon, jedoch nicht in größeren Kristallen, bei Camaldolilli mit Sanidin, Plagioklas, Augit und Magnetit vor. Besonders der letztgenannte Trachyt von Soccavo erinnert an die Pantellerite von Pantelleria und Nerita, die aber sauerer sind.

[1]) Il cratere di Vivara, S. 21.

Der Leucittephrit kommt spärlich überall vor; aber mit Ausnahme der Bänke am Averner See findet er sich nur in Bruchstücken von tieferen, mit den grünen Tuffen gleichalterigen oder älteren Strömen. Zu den typischen basaltoiden Leucittephriten gehören die Vorkommnisse des Averner Sees, nach Roth und Lacroix jene der Torre Lupara und des Colle dell' Imperatrice in den Astroni und die im östlichen Teile des Gebiets gegen den Vesuv hin, bei S. Maria al Monte, S. Maria del Pianto, und in Schottern bei S. Maria del Cavone.

Dieser Leucittephrit zeigt keine typischen Besonderheiten, die ihn von anderen ähnlichen Gesteinen unterscheiden. Er wurde außer am Vesuv, bei Roccamonfina, in den Vulkanen im Hernikerlande, bei Montefiascone und Monte Jugo am Bolsener See gefunden; aber auch an anderen Punkten der ciminischen und sabatinischen Vulkangruppe, in Sardinien am Monte Ferru, in Böhmen, in Schonen, in Java, am Kaiserstuhl u. a. O.

Der Typus der phonolithoiden Leucittephrite findet sich besonders im westlichen Teil des Gebiets gegenüber den Inseln Procida, Vivara und Ischia, im grauen Tuffe des Vomero, in Auswürflingen im gelben Tuffe über den Breccien von Camaldoli, im Tuffe zwischen Laven und Schlacken von Cumä, im gelben Tuffe von Miseno, und in der Breccie unterhalb der Bimssteine der Montagna d'Innocenzo. Das Gestein erinnert an die Vorkommnisse des Tavolato und anderer Örtlichkeiten des latinischen Vulkans und ist durch eine zum Teil glasige Grundmasse, durch Spärlichkeit oder Mangel von Augit in der Grundmasse, durch Mikrolithen und Einsprenglinge von Sanidin und Anorthit nebst spärlichem Nosean charakterisiert. Der Sanidin findet sich häufiger in der Mehrzahl der Auswürflinge des Monte di Procida.

Dem Untergrunde des Monte di Procida eigentümlich ist die Abart, die grünbläulichen Augit und Hornblende ziemlich reichlich enthält zusammen mit Biotit neben dem Leucit und Sanidin und den Mikrolithen von Labradorit, Anorthit und Magnetit.

Sehr häufig sind die Bruchstücke aller von uns beschriebenen Gesteine mehr zersetzt, als die gleichalterigen Schlacken oder Auswürflinge, welche sich jetzt in situ an der Oberfläche vorfinden. Aber wie man unter allen alten wie jungen oberflächlichen Vulkanen der Phlegräischen Felder nur bei der Solfatara solfatarische Zersetzungen bemerkt mit der charakteristischen andauernden Bleichung, welche sich in den Produkten fortsetzt, so sind in den nicht gleichalterigen Fragmenten in den Tuffen die solfatarischen Zersetzungen (Auswürflinge im gelben Tuff des Scudillo und von Camaldolilli), die ihrem Auswurf vorangingen, außerordentlich selten. Dagegen sind besonders in den älteren Vulkanen und Tuffen die Zersetzungen sehr gewöhnlich, welche von oberflächlichen Oxydationen und Hydroxydationen herrühren, die durch Wasser oder durch Wasserdämpfe von nicht übermäßig hoher Temperatur entstanden sind. Diese Zersetzungen bestehen in der Hydroxydierung und nachfolgenden Diffusion des Eisens der Magnetite durch das ganze Gestein und in der Veränderung der gefärbten Silikate, d. h. in der Zersetzung und darauffolgenden Hydroxydierung und Verminderung des Gehalts an Eisen der Augite und Biotite, die in den Augiten eine Entfärbung und eine zonare Verteilung der Interferenzfarben hervorruft, die längs den Spalten und an der Peripherie weniger lebhaft geworden sind, und zuweilen auch wie bei der solfatarischen Zersetzung in der Verkleinerung des Winkels der optischen Achsen. Die weißen Silikate, d. h. die Feldspate, in erster Linie die Plagioklase, und der Sodalith werden zersetzt und geben zur Bildung von Kaolin Anlaß. Die Zersetzung geht unregelmäßig vor sich, die Interferenzfarben werden anfangs lebhafter, dann schwächer; die optischen Winkel bleiben erhalten, so lange noch ein Teil des Kristalls übrig ist. Die Gläser werden durch die Diffussion des Eisenhydroxyds opak und braun und allmählich zu Kaolin und Kieselsäure. Der hauptsächlichste Unterschied zwischen der solfatarischen Veränderung, durch die die Gemengteile im Verhältnis zu der verschiedenen Löslichkeit der

respektiven Basen, wobei das Eisen den Anfang macht, zersetzt werden, und der normalen Zersetzung durch Wasser besteht in der Hydroxydation, aber nachfolgenden Permanenz des Eisens und in der gewöhnlichen Permanenz der Tonerde bei der normalen Zersetzung durch Wasser. Nur in einigen wenigen Fällen, z. B. bei einigen Schlacken des Monte Spina wird Sanidin vor dem Plagioklas zersetzt, und in anderen Fällen, in denen die Zersetzung durch alkalische Wässer und auf komplizierterem Wege vor sich geht, findet eine größere Verkieselung der Masse unter Bildung von Chalcedon statt (Fragmente in der Breccie des Parkes Grifeo).

Die soeben besprochenen Zersetzungen in den Auswürflingen und Bruchstücken der phlegräischen Breccien und Tuffe sind eine Folge ihres höheren Alters im Gegensatz zu den oberflächlichen Schlacken und Laven und müssen im Innern vor den Explosionen stattgefunden haben, teilweise aber nach ihrer Einschließung in den oberflächlichen Tuffen, weil diese selbst als sehr durchlässiges Gestein deutliche Spuren rezenter Zersetzung auf wässerigem Wege tragen.

Im ganzen also können wir sagen, daß im Untergrund der Phlegräischen Felder der gelbe Tuff ansteht, der den grünen Tuff bedeckt, unter dem in sehr großer Tiefe mehr oder weniger zersetzter Triaskalk folgt, dessen Liegendes uns unbekannt ist. Nach aller Wahrscheinlichkeit und nach dem, was man beim Vesuv beobachtet, ist anzunehmen, daß weiter in der Tiefe bald alte kristallinische Gesteine folgen. In den gelben und in den grünen Tuffen kommen reichlich Überreste von Schlackeneruptionen und Lavaströmen vor, die aber nicht zutage treten.

XXXIV. Klassifikation.

Sobald die Anwendung des Mikroskops beim Studium der Gesteine größere Fortschritte gemacht hatte, bildeten die mineralogischen charakteristischen Eigenschaften die Grundlage für ihre Klassifikation. Gleichzeitig vermehrte sich aber die Zahl und vervollkommneten sich auch die Methoden der chemischen Analysen und trugen zur Bedeutung der chemischen Zusammensetzung für die Unterscheidung der Gesteine wesentlich bei. Auf diesem Wege, den zuerst Brögger[1]) beschritten hatte, gingen besonders die amerikanischen Petrographen voran, und die moderne Tendenz geht dahin, die petrographische Klassifikation überhaupt wesentlich zu modifizieren. Verschiedene moderne Petrographen haben die Überzeugung ausgesprochen, daß die Klassifikation der Eruptivgesteine sich in erster Linie auf ihre chemische Zusammensetzung stützen muß[2]). In der Tat kann die chemische Zusammensetzung bessere Aufklärung über das Magma geben, aus dem die Eruptivgesteine hervorgingen und über die chemischen Erscheinungen, denen sie bei der Berührung mit anderen mineralisierenden Massen auf ihrem Wege zur Oberfläche oder nach ihrer Bildung unterworfen waren. Außerdem enthüllt die chemische Zusammensetzung mit größerer Feinheit und Genauigkeit alle Bestandteile' eines Gesteins. Es wäre aber ein Irrtum, wenn man dieser Zusammensetzung ausschließliche Wichtigkeit beimessen wollte. Eine Klassifikation, die sich nur auf chemische Analysen stützt, könnte ein Konglomerat oder einen durchaus rezenten Sand, der von der Erosion kristallinischer Gesteine herrührt, einen mehr oder weniger alten kristallinen Schiefer, einen sehr alten Granit, einen rezenten eruptiven Porphyr, einen Trachyt der Gegenwart zu einer Einheit zusammenfassen. Ferner, wie schon gesagt, unterscheidet die chemische Zusammensetzung das ursprüngliche Magma nicht von den durch

---

[1]) W. C. Brögger, Gesteine der Gorudit-Tinguait-Serie. Kristiania 1894.

[2]) F. Loewinson-Lessing, Note sur la classification et la nomenclature des roches eruptives. (Congr. geol. intern. 7me session. St. Petersburg 1897, S. 58.)

pneumatolytische Vorgänge oder durch Mineralisatoren erzeugten allmählichen Umformungen. Die mineralogische Zusammensetzung anderseits, die übrigens eine Funktion der chemischen Zusammensetzung ist, zeigt das Gestein in seinem Zustand, wie es sich auf oder nahe der Oberfläche unter Umständen gebildet hat, die nicht immer von der chemischen Zusammensetzung abhängen. So hat z. B. jüngst Washington[1]) unter dem Namen von Toskanit die Trachyte des Monte Amiata in Toskana und von Cerveteri-Bracciano mit denjenigen der Tolfa, von Campiglia, Roccastrada vereinigt, die zwar sämtlich fast dieselbe chemische Zusammensetzung besitzen; aber während sich in der Masse der letzteren freier Quarz vorfindet, fehlt es in den ersteren. Die beiden Tatsachen, nämlich die Gleichheit der chemischen Zusammensetzung und die An- oder Abwesenheit von freiem Quarz sind von höchster Bedeutung, so daß man nicht bei der petrographischen Einteilung nur auf die eine Bedacht nehmen dürfte, und nicht auch auf die andere. Die mineralogische Verschiedenheit bezeugt das Vorhandensein von Umständen in der Entwicklung und in der Erstarrung des Gesteins, die a priori für unwichtig zu halten, ein schwerer Irrtum wäre. Ich glaube daher, daß das chemische Studium für das Studium des primitiven Magmas von großem Nutzen sein wird, aber bei einer petrographischen Einteilung der Gesteine, wie sie jetzt augenblicklich beschaffen sind, muß die mineralogische Zusammensetzung doch stets eine gleiche Rolle wie die chemische spielen. Die physischen Eigenschaften können noch Varietäten in den Arten unterscheiden lassen, die sich auf chemische und mineralogische Eigenschaften stützen.

Wir kommen nun zu den Namen, welche die meisten Petrographen unseren Trachyten gegeben haben. Der Trachyt des Monte Nuovo, den Hoffmann für Phonolith gehalten hatte, ist von Rosenbusch[2]) Augittrachyt und von Dell' Erba Sodalith-Anorthit-Sanidinit genannt worden. Augittrachyt vom Ponza-Typus nennt Rosenbusch weiter den Trachyt der Astroni, wahrscheinlich den der Pagliaroni und denjenigen des Monte Olibano, welchen Lacroix den Sanidiniten und den Mikrosanidiniten zuweist, ferner denjenigen der Solfatara, und den Piperno, der auch von Kalkowsky als Augittrachyt bezeichnet wurde. Der Lavastrom von Montesanto heißt bei Dell' Erba Sodalith-Pyroxen-Sanidinit, bei Rosenbusch (S. 768) Sodalithtrachyt; Sodalithtrachyt mit Akmit heißt das Gestein von Cumä[3]). Dell' Erba nannte Pyroxen-Glimmer-Andesit das Gestein des Emissars bei Fuorigrotta, das sich durch den Reichtum an Anorthit und die relative Häufigkeit von Biotit auszeichnet.

De Lorenzo und Riva, welche unbedeutenden chemischen Unterschieden ein übermäßiges Gewicht beilegen, vereinigen mit dem Vulsinit Washingtons die Laven der Astroni; sie nennen ferner Trachytdolerit, indem sie dabei die Ähnlichkeit mit den Ciminiten wegen des verschiedenen Verhältnisses des Natrons zum Kalium, der größeren Menge von Protoxyden und der geringeren Azidität betonen, die Schlacken des Fondo Riccio, den Sodalithtrachyt von Montesanto, die Auswürflinge der Astroni, in denen der Kalknatronfeldspat vor dem Kalifeldspat vorwaltet, und die Laven des Arso auf Ischia. Nach ihrer Ansicht unterscheiden sich die Laven vom Monte Nuovo und von Cumä merklich voneinander. Sanidinite und Mikrosanidinite nennt Lacroix den Trachyt des M. Olibano, der Montagnella di S. Teresa, von Agnano und alle diejenigen, die große Einsprenglinge von Feldspaten besitzen. Dieser Name wird aber wohl in den meisten Fällen nicht richtig gebraucht, weil unter den Einsprenglingen häufig die Plagioklase vorherrschen, so daß daher diese Gesteine besser Plagioklasit genannt werden müßten. Rosenbusch unterscheidet unter den phlegräischen Trachyten zwei Typen, die jedoch häufig ineinander übergehen.

[1]) W. S. Washington, Italian petrological sketches III. Chicago 1897. (The Journ. of Geology, Bd V, S. 1.)

[2]) H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine, ed. II, 1877, Bd II, S. 597, ed. III, S. 766.

[3]) Ebenda ed. III, Bd II, S. 771.

Einer von ihnen ist der Augittrachyt vom Ponzatypus, der sich durch beinahe vollständiges Fehlen von Biotit, teilweise auch von Augit und durch reichliches Vorkommen von Magnetit auszeichnet, was nach Rosenbusch mit der Resorption der früher vorhanden gewesenen Mineralien zusammenhängt. Der zweite Typus ist der des Sodalithtrachyts, ausgezeichnet durch grünliche Farbentöne, geringes Vorkommen von groben kristallinischen Einsprenglingen, beinahe gänzliches Fehlen von Eisenoxyden, Biotit und Hornblende, reichlichen Gehalt an Natron, Vorherrschen der alkalihaltigen Pyroxene unter den gefärbten Gemengteilen, Fehlen von freier Kieselsäure, durch gewöhnlich völlig holokristallinische und trachytische Struktur und sparsames Auftreten von glasiger Basis in den Zwischenräumen zwischen den Gemengteilen der Grundmasse. Eine Varietät des Sodalithtrachyts wäre der Sodalithtrachyt mit Akmit oder Akmittrachyt vom Cumä (Rosenbusch, 3. Aufl. Bd II, S. 771), ausgezeichnet durch sehr seltenes Vorkommen von Biotit und Auftreten von Akmit; er unterscheidet sich also etwas von den anderen Eruptivgesteinen der Phlegräischen Felder.

Diese Einteilungen von Rosenbusch beruhen jedoch lediglich auf Unterschieden in der physischen Struktur und auf leichte daraus sich ergebende mineralogische Unterschiede, stehen jedoch nicht in Übereinstimmung mit den Beobachtungen, die ich in den vorangegangenen Kapiteln niedergelegt habe. Die Augittrachyte des Ponzatypus entsprechen in der Tat der schlackigen hypokristallinischen Varietät, die Sodalith- und Akmittrachyte den holokristallinischen Lavaströmen.

Ziehen wir die Beschaffenheit anderer Vulkane mit in Betracht, so ergibt sich auch nach der Ansicht von Lang nur ein einziger Lavatypus, der allen Phlegräischen Vulkanen gemeinsam ist, wie er auch auf Ischia, auf Vivara und teilweise auf Ponza vorkommt, ein Typus, der zwischen den Trachyten und den Andesiten in der Mitte steht, sich von ersteren durch das reichliche Vorhandensein von mehr basischen Plagioklasen, namentlich in Einsprenglingen, von letzteren durch das reichliche Vorkommen von Sanidin, besonders in Mikrolithen, unterscheidet. In ihnen kommt also der am meisten saure Bestandteil, der Sanidin, zusammen vor mit den mehr basischen Feldspaten, besonders auch dem Anorthit, eine ziemlich seltene Vereinigung, ferner auch mit anderen ziemlich basischen Bestandteilen, nämlich mit Magnetit oder Augit. Auch in diesem Gestein, wie überhaupt im allgemeinen in den Andesiten, sind die Mikrolithen saurer als die Einsprenglinge, und wie in den Andesiten und den Basalten, aber (nach Rosenbusch) nie in den ausschließlich sanidinischen Gesteinen, tritt eine pilotaxitische oder hyalopilitische Struktur deutlich auf, die durch die Nadeln von Feldspat erzeugt wird, die teils verzwillingt, teils einfach sind und sich mit oder ohne glasige Partikeln in einer Grundmasse, die oft Fluidalstruktur besitzt, verteilt finden.

Sehr bemerkenswert ist das Auftreten von den natronhaltigen akzessorischen Gemengteilen Akmit, Ägirinaugit, Ägirin, Sodalith, Hauyn, die für die Phonolithe charakteristisch sind. Olivin, der in einem so sauren Gestein sonst immer selten auftritt, und Biotit kommen nur spärlich vor.

Mineralogisch bilden also die phlegräischen Trachyte und jene von Ischia und Ponza einen wohl unterschiedenen Typus von natronhaltigem andesitischen Trachyt, welcher vom physischen Standpunkt aus mit den normalen Trachyten das »sich rauh Anfühlen« gemein hat; er hat jedoch dunklere Farben, grau, schwärzlich, braun, dunkelgrün, größeres spezifisches Gewicht, Feldspateinsprenglinge von großen Dimensionen und gestreifte Feldspate, die vor dem Sanidin vorwalten; er enthält reichlich Augit, der auch mit bloßem Auge sichtbar ist, während Biotit und Amphibol, sofern sie überhaupt vorhanden sind, doch mehr den Charakter akzessorischer Gemengteile tragen; die Grundmasse ist selten holokristallinisch und neigt zur vitrophyrischen Struktur.

Die chemische Analyse entspricht vollkommen der mineralogischen. Sie zeigt bisweilen leichte Unterschiede in den Gesteinen mancher Krater. So hat der Piperno, in welchen die Kalknatronfeldspate selten auftreten, etwas größere Azidität (59—62 Proz.). Die Gesteine der Astroni, die sich dem andesitischen Typus nähern, haben einen Gehalt an Kieselsäure von 56,5—57,5, während diejenigen des Fondo Riccio, die reich an eisenhaltigen Bestandteilen sind, 55—57,5 Proz. aufweisen. Der Eisengehalt ist beim Fondo Riccio etwas größer, Kalk und Magnesia kommen reichlicher ebenda und bei den Astroni vor, Kalium und Aluminium in geringerer Menge bei den Astroni, Natrium beim Monte Nuovo und Fondo Riccio. Im allgemeinen zeichnen sich aber alle genannten Gesteine durch ihren ziemlich hohen Säuregehalt (56—62 Proz.) aus, der nur bei den saureren Trachyten noch größer ist, bei denen man auch ein Überwiegen von Natron vor Kalium bemerken kann; sie haben einen mittleren Gehalt an Tonerde (17—19 Proz.) wie bei den Trachyten von mittlerer Azidität und den leucitischen Gesteinen; einen Eisengehalt von 4—5 und beim Fondo Riccio bis 7 Proz. auch entsprechend den Trachyten mittlerer Azidität, während er bei den leucitischen Gesteinen größer zu sein pflegt; einen Gehalt an Kalium (5—8,5 Proz.), welcher dem der saureren Trachyte entspricht, während er bei leucitischen Gesteinen und den mehr basischen Trachyten größer ist. Ein besonders charakteristisches Merkmal dieser Trachyte ist endlich der reichliche Gehalt an Natron, der denjenigen an Kalium meist übertrifft, und einen entsprechend geringeren Gehalt an Calcium und Magnesium, wie es gewöhnlich ist, wenn das Natron überwiegt. Kalk und Magnesia (mit Ausnahme von Fondo Riccio und Astroni) sind noch spärlicher als in allen anderen italienischen Laven. Nur in den quarzhaltigen Trachyten von Tolfa und Campiglia und einem Dolerit des Monte Ferru (Sardinien) kommen diese beiden Bestandteile reichlicher vor. Der große Reichtum an Eisen und Kaliumsilikaten schließt die Möglichkeit ein, daß die Lava unter Bildung von freiem Quarz erstarrt wäre, wenn nicht so große Quantitäten von Eisen und die Basen der Feldspate außer dem Kalium vorhanden gewesen wären. Der Überfluß von Natron und das Verhältnis des Natrons zum Kali, das nach Iddings[1]) gerade das charakteristische und am wenigsten veränderliche Merkmal bei jeder Familie von Laven ist, zeigen an, daß diese Trachyte chemisch von den übrigen abweichen und einen besonderen Typus darstellen. Wenn man die petrographischen Anordnungen lediglich auf die chemischen Zusammensetzungen aufbauen wollte, so würde es ganz gerechtfertigt sein, für das vulkanische Magma der Phlegräischen Felder und des Untergrundes der Inseln Vivara, Ischia und Ponza eine besondere Bezeichnung einzuführen.

Wir können zwei Typen unterscheiden, die miteinander in Verbindung stehen durch das Zusammenvorkommen sehr verschiedener Feldspate und die Verwandtschaft ihrer chemischen Zusammensetzung, dagegen sich voneinander ein wenig unterscheiden durch das umgekehrte Vorherrschen von Kali- oder von Kalknatronfeldspaten. Der eine Typus ist ein andesitischer, von de Lorenzo trachydoleritischer genannt, der chemisch mit den Vulsiniten verwandt ist, worin die mehr basischen Plagioklase überwiegen, von Fondo Riccio, Fuorigrotta, Palombara, S. Maria del Pianto, der andere ist ein trachytischer, der sich den Sanidiniten der französischen Geologen und Dell' Erbas nähert, dessen unter den oberflächlichen Gesteinen nicht vorkommende äußerste Abänderung durch die Gerölle mit Sanidin ohne Plagioklas des Cavone repräsentiert wird.

Diese beiden Typen haben dieselben Unterabteilungen und dieselben Varietäten miteinander gemeinsam und kommen ebensowohl unter den an der Oberfläche erstarrten Gesteinen vor, wie unter den Auswürflingen, die aus der Tiefe herrühren. Beide finden sich

[1]) Iddings, The origin of igneous rocks. (Philos. society of Washington. Bull., Bd XII, 1892.)

in schlackiger hypokristallinischer Form mit Überwiegen von Magnetit, also in der Form des Augittrachyts vom Ponzatypus (Rosenbusch) und in der Form von kompakten holokristallinischen Lavaströmen, also von Sodalithtrachyten desselben Autors mit Überwiegen von gefärbten, Alkali führenden Silikaten.

Die sowohl in hypokristallinischer wie in holokristallinischer Form am meisten auftretende Varietät ist der Augittrachyt, aber nur in den hypokristallinischen Schlacken vom trachytischen Typus des Monte Nuovo und vom andesitischen Typus von Bajä findet sich genau der wirkliche Typus ohne Biotit und Hornblende; im übrigen kommen auch sonst diese Mineralien nur selten vor. Ägirinaugit und Ägirin kommen bei allen Varietäten und Formen vor und nicht bloß bei den holokristallinischen oder dem Sodalithtrachyt von Rosenbusch. Akmit findet sich nach Rosenbusch nur in dem holokristallinischen Gestein von Cumä, während de Lorenzo und Riva ihn auch in den hypokristallinischen Schlacken der Senga und Astroni angaben, die also deshalb andesitische Akmittrachyte heißen müßten. Eine selten vorkommende Varietät mit häufigem Glimmer und Amphibol ist der hypokristallinische Glimmer- oder Glimmer-Amphibol-Trachyt (S. Maria del Pianto, Fuorigrotta), der auch holokristallinisch vorkommt (Torre dei Franceschi), sowohl im andesitischen wie im trachytischen Typus.

Bei beiden Typen finden sich auch Sodalithtrachyte. Sodalith kommt überwiegend als wesentlicher, häufig aber auch als akzessorischer Bestandteil vor; seine Anwesenheit bedingt aber nicht die Aufstellung eines besonderen Typus, da er sich sowohl im Sodalithtrachyt von Rosenbusch, wie im Ponza-Typus desselben Autors vorfindet (Monte Nuovo, Montagna Spaccata, Senga usw.), wie auch in dem andesitischen Typus ohne Sanidin in einigen Auswürflingen und Geröllen des Cavone. Seine Gegenwart ist stets mit dem reichlichen Vorhandensein von Natron verknüpft.

Alle die genannten Varietäten der beiden Typen können große Einsprenglinge von Feldspat enthalten. Die Sanidinsphärolithe kommen sowohl in dem dem trachytischen Typus angehörigen Piperno, wie auch im andesitischen Typus von Palombara vor. Schließt man auch noch die Laven von Ischia ein, so kann man noch eine andere Varietät unterscheiden, nämlich den andesitischen Trachyt vom Arso-Typus, der sich hauptsächlich durch das relativ reichliche Vorkommen von Olivin und durch größere Basizität auszeichnet, weshalb ihn Washington[1]) zu seinen Ciminiten rechnet und Dell' Erba[2]) für ihn den besonderen Namen Arsit vorschlägt. Mit unseren Trachyten identische finden sich nur noch auf Ischia, Ponza und in den Breccien von Vivara[3]). Auf Ischia und Ponza hat Rosenbusch (a. a. O. S. 30) genau seinen hypokristallinischen Augittrachyt vom Ponzatypus wiedererkannt und auf Ischia und Vivara seinen holokristallinischen Sodalithtrachyt. Auch der Akmittrachyt von Cumä steht einigen Trachyten von Ischia und Vivara nahe. Nur die andesitischen Trachyte mit Augit oder Glimmer und Amphibol oder Akmit oder Sodalith mit den Gemengteilen der phlegräischen Laven kommen sonst nicht weiter vor. Dadurch tritt der Unterschied unserer Trachyte von den anderen, auch den ihnen am nächsten stehenden Typen deutlich hervor. Der Sodalithtrachyt vom Laacher See und der Akmittrachyt der Azoren haben andere Zusammensetzung und anderes Aussehen. Augittrachyte, die sich von unseren durch geringeren Gehalt an basischen Plagioklasen und durch einige andere Eigenschaften stärker unterscheiden, sind weniger selten, kommen aber durchaus nicht häufig vor. Rosenbusch (III, Bd II, S. 766) erwähnt sie unter

[1]) Some analyses of ital. volc. rocks, S. 290.

[2]) Dell' Erba, Studio e considerazioni petrografiche sulla lava dell' Arso nell' isola d'Ischia. (Rend. R. Acc. sc. fis. e mat., Ser. III, Bd I, S. 7 und Atti Sez. II. Bd VII. Napoli 1895.)

[3]) G. de Lorenzo e Riva, Il cratere di Vivara nelle isole flegree. (Atti R. Acc. sc. fis. e mat., Bd X, Ser. II. Napoli 1900.)

Berufung auf andere Autoren von Dunnlydagh in Armenien, Monte Ferru in Sardinien, Vico in den Ciminischen Bergen, den Azoren, Mont Mézenc im Velay, den Kerguelen und der Insel Ascension. Die Trachyte von Vico und Monte Ferru sind mineralogisch und chemisch etwas verschieden, wie auch die Augittrachyte der Columbretes, welche natronhaltig, jedoch weniger sauer sind als die unseren, und in denen Hornblende den Augit überwiegt[1]). Die Augitandesite sind gewöhnlich basischer und besitzen, abgesehen von lokalen Unterschieden, fast immer reichlich Olivin. In ihrer chemischen Beschaffenheit besitzen gewisse Analogien mit unseren die Andesittrachyte, die Washington[2]) unter dem Namen Vulsinit in der Umgegend von Bolsena, Rocca Monfina und vom Monte Amiata zusammenfaßt. Der Gehalt an Kieselsäure, Tonerde und Kali ist der gleiche, aber bei den Vulsiniten ist der Gehalt an Kalk und Eisen größer, an Natron geringer. Vergleicht man die beiden typischen Analysen vom Vulsinit von Washington und vom Trachyt der Astroni von de Lorenzo, so bemerkt man, daß ihr Gehalt an Eisen, Kalk und Magnesia zusammen gleich ist, daß aber Kalium beim Vulsinit Washingtons reichlicher ist und daß der Gehalt an Natron bei diesem stets kleiner ist, ein wichtiger Umstand. Übrigens ist die Vereinigung des Gesteins des Monte Amiata mit dem Vulsinit, die sich nur auf eine Analyse von Ricciardi stützt, zum mindestens sehr gewagt. Auch die Banakite vom Yellowstone Park, die Iddings[3]) beschrieben hat, haben gewisse chemische Analogien, unterscheiden sich aber mineralogisch nicht wenig von ihnen. Mit den Ciminiten, zu denen Washington Gesteine rechnet, die mineralogisch voneinander recht verschieden sind, wenn sie auch chemisch gleichartig zu sein scheinen — die Analysen stammen aber von verschiedenen Autoren und sind zu ganz verschiedenen Zeiten gemacht — vergleicht de Lorenzo die Gesteine von Fondo Riccio und den Sodalithtrachyt von Montesanto; aber bei den Ciminiten ist der Anteil an Aluminium, Kalium und Natron, zuweilen auch an Kieselsäure, geringer, der an Eisen, Kalk und Magnesia größer: die Ciminite sind demnach basischere Gesteine.

In Bezug auf den Gehalt an Natron und Kali haben sie mit den sog. Toskaniten Washingtons von S. Vito bei Bracciano Ähnlichkeit; diese sind aber, wie alle anderen sog. Toskanite, nämlich die Nevadite von Campiglia, Roccastrada, Tolfa und Cerveteri und die Augithypersthentrachyte vom Monte Amiata saurer, enthalten weniger Tonerde, meist auch weniger Eisen und Kali, aber mehr Kalk. Sie sind also nicht nur mineralogisch, sondern auch chemisch von ihnen verschieden.

Die holokristallinischen Formen unserer Trachyte erinnern, was schon Rosenbusch auffiel, in ihrer Zusammensetzung an die Eläolith- und älteren Alkalisyenite. Die natronreichen Syenite besitzen auch eine gewisse chemische Verwandtschaft mit ihnen, allerdings mit großer mineralogischer Verschiedenheit; sie enthalten aber auch mehr Kalk, weniger Tonerde und Kali. Die vulkanischen Gesteine von Capraia, Lipari, Ätna, Val di Noto entsprechen unseren Trachyten nicht, wie dies Washington (a. a. O. S. 293) annahm; damit fallen auch die Theorien in sich zusammen, die sich auf diese angenommene Analogie stützten.

Die Phlegräischen Felder bilden mit den Inseln Nisida, Procida, Vivara, Ischia, mit der Somma, den Ponza-Inseln, vielleicht auch mit dem Vulkan von Rocca Monfina eine vulkanische Gegend, die sich vor allen anderen in Italien durch ihre Ausdehnung, ihre Gleichförmigkeit, die Natur ihrer Lava, welche sie hauptsächlich zusammensetzt, unterscheidet. Diese letztere ist natronhaltiger andesitischer Trachyt, der besonders in der Peripherie, beim Vesuv und bei Rocca Monfina mit leucitischen Gesteinen abwechselt.

---

[1]) F. Becke in Columbretes. Prag, Mercy 1895, S. 67 ff.
[2]) H. Washington, Italian petrological sketches. (Journ. of Geol., Bd V, 1897, S. 358.)
[3]) Iddings, Journ. of Geol., Bd III, 1895, S. 935.

XXXV. [illegible] der La[illegible] [illegible] Abkühlung [illegible] der Oberfläche

behauptete, daß sie nur von zwei Magmen herrühren, vielleicht in verschiedener Mischung[2]); Streng, Kjerulf, Tribolet und andere waren der gleichen Ansicht. Poulett Scrope und andere in seinem Gefolge waren der Meinung, daß es sich um ein einziges Magma handele. Iddings und Brögger nahmen an, daß die Unterschiede in der Temperatur die Hauptursache der Differenzierung des eruptiven Magma sei. Ihrer Ansicht nach können Laven, die sich aus dem primitiven Magma in einer bestimmten Periode ausgeschieden hatten, nacheinander neue Differenzierungen veranlassen. Nach Pirsson geben in einem vulkanischen Herd die inneren wärmeren Teile mehr saure Produkte, die äußeren kälteren mehr basische. Iddings behauptet dann weiter, daß in einzelnen vulkanischen Regionen die Eruptionen mit Magmen von mittlerer Beschaffenheit anfingen, um dann mit Magmen von extremer Beschaffenheit zu endigen, während nach Brögger und Teall die Eruptivreihe der plutonischen Gesteine mit basischen Materien anfing, dann zu anderen weniger basischen und dann zu sauren überging. Nach Michel-Lévy würde die Differenzierung in den Herden des eruptiven Magmas hervorgebracht sein durch die Zirkulation von flüssigen Massen unter Druck und bei hoher Temperatur, und die Eruptionen würden mit mehr sauren Produkten anfangen und mit mehr basischen endigen. Solche hochphilosophischen Fragen liegen unseren mehr begrenzten Betrachtungen fern. Es ist wahr, daß chemisch identische Massen zu Mineralien und Gesteinen Veranlassung geben können, die je nach den Umständen der Kristallisation verschieden sind, aber bevor man Einheit des Ursprungs und des Magmas Gesteinen zuschreibt, welche mineralogisch und chemisch verschieden sind, sollte man nicht nur Studien am Schreibtisch machen, sondern auch die lange Reihe von Erfahrungen in Betracht ziehen, die man aus dem großen Buch der Natur gewonnen hat. Die oben erwähnten Hypothesen, welche auch von De Lorenzo[3]) bekämpft werden, haben einseitige Beobachtungen zum Ursprung, die in einer oder der anderen Gegend gemacht sind, und denen anderswo angestellte Beobachtungen unerbittlich widersprechen, und nehmen eine Vorstellung zur Voraussetzung, die wahrscheinlich vollständig falsch ist, nämlich die von einer wenigstens ursprünglichen Herkunft aller vulkanischen Massen aus inneren, sehr tiefen Regionen. Im Gegensatz sind viele der Ansicht, daß diese Massen aus verschiedenen Orten, die häufig nahe an der Oberfläche liegen und gelegentlich auch von der Schmelzung ursprünglich sedimentärer Gesteine herrühren können. Indem ich mich auf geologische Tatsachen stütze, habe ich die Ansicht aufgestellt, daß die Orte, von denen die vulkanischen Eruptionen herkommen, nicht in großer Tiefe gelegen sind, daß in diesen Orten eine ebenso große Verschiedenheit der ursprünglichen Zusammensetzung, oder eine ebenso große Gleichförmigkeit zwischen den benachbarten und ferneren Orten vorhanden ist, wie sie zwischen Gesteinen, die sich an der Oberfläche befinden, bestehen kann, und daß diese Tatsache die

---

matic differentiation. A criticism (Rep. Brit. Ass. Liverpool 1896, S. 19). — Rosenbusch, Über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine (Tscherm. Mitt. 1889). — Derselbe, Elemente der Gesteinslehre, Stuttgart 1898, S. 34 ff. — Teall, British petrography, London 1888, S. 403. — The sequence of plutonic rocks (Natural Science, Bd I, Nr. 4, 1892). — Brögger, Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite (Zeitschr. für Krist. und Mineral., Leipzig 1890). — O. Lang, Versuch einer Ordnung der Eruptivgesteine nach ihrem chemischen Bestande (Tscherm. Mitt. 1891, Bd XII, S. 197). — Iddings, The origin of igneous rocks (Phil. Soc. of Washington Bull., Bd XII, 1892). — Derselbe, Extrusive and intrusive igneous rocks as products of magmatic differentiation (Q. J., Bd LII, 1896, S. 606). — F. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie, Bd I, Leipzig 1893, S. 658. — H. Bäckström, Causes of magmatic differentiation (The Journ. of Geol. 1893, Nov., Dec., S. 773). — L. V. Pirrson, Complementary rocks and radial dykes (American Journ. of sc., Ser. 3, Bd I, 1895). — Brögger, Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo (Videns. Skrifter. I. math. naturw. Kl., 1895, S. 175). — A. Michel-Lévy, Note sur la classification des magmas des roches éruptives (Bull. de la Soc. Géol. de France, 3m, sér., tome XXV, 1897, S. 326). — F. Loewinson-Lessing, Studien über die Eruptivgesteine (Congr. géol. intern., VII, session, St. Petersbourg 1899, S. 308 ff.)

[2]) Poggendorffs Annalen, LXXXIII, 1851, S. 197.

[3]) De Lorenzo, Studio geologico del Monte Vulture. (Atti R. Acc. sc. fis. e mat., Napoli 1900, S. 60 ff.)

Unterschiede zwischen den Gesteinen auch benachbarter Vulkane und die relative Gleichartigkeit der Laven gewisser vulkanischer Gegenden, wie bei den Phlegräischen Feldern und auch bei entfernteren Vulkanen[1]) erklärt. Übrigens könnte man auch aus der Analyse der sedimentären Gesteine der Oberfläche auf sehr wenige chemische Typen schließen, die Mischungen gebildet haben, wie man es für die vulkanischen Gesteine zu tun versucht hat. Aber es ist besser mit Becker die Unwissenheit zu bekennen, in der man sich befindet, als sich auf unbewiesene Hypothesen zu stützen[2]).

Wenn man einigen Autoren recht gibt, so würde die Untersuchung der ursprünglichen Materialien nicht schwierig sein, weil die sog. Einsprenglinge, d. h. die größeren Kristalle, die sich in Gruppen oder isoliert mitten in der Grundmasse finden, Kristalle der ersten Erstarrung seien, und die Massen, welche vollständig und makroskopisch kristallisiert sind, wie die sog. Sanidinite von Lacroix, insbesondere der Trachyt des M. Olibano, die Muttergesteine enthüllen würden, aus denen die phlegräischen Laven entstanden wären. Daß aber der sog. Sanidinit, dem doch fast die ganze trachytische Masse des Lavastromes des M. Olibano angehört, nicht zu einem unverändert aus der Tiefe emporgekommenen Muttergestein gehört, haben wir schon oben bewiesen.

Wie man gesagt hat, vermindert sich das Volumen der Lavaströme bei der kristallinischen Erstarrung, dagegen kommen Veränderungen im Volumen bei dem Erstarren in glasiger Form nicht vor, und wenn die Masse einer Lava vollständig glasig ist, wie im Falle einiger Obsidiane, so ist in derselben überhaupt keine Volumenänderung im Verhältnis zum flüssigen Zustand vorgekommen. Infolgedessen sind die glasigen Laven, wie übrigens überhaupt jedes glasige Magma, die exaktesten Repräsentanten des Magmas und der Lava selbst im flüssigen Zustand, was auch aus den Beobachtungen von Ostwald, Doelter, Tamman[3]), Barus und Iddings[4]) hervorgeht. Plötzliche Erstarrung und augenblickliche Entziehung von Kalorien, der eine fließende Lava unterworfen wird und die sie glasig macht, verursachen sozusagen eine Augenblicksphotographie des Molekularzustandes, in welchem sich die Lava befand, als sie von diesem Ereignis betroffen wurde. In der Tat hat das plötzliche Eintreten der Abkühlung die Orientierung der Moleküle verhindert, jede Wirkung der chemischen Affinität aufgehoben. Es entspricht einer Forderung der Thermodynamik, daß die plötzliche Abkühlung eine eigene Methode ist, um die Zusammensetzung eines Systems in den höheren Temperaturen zu erkennen[5]). So wird es deutlich, daß die Lava, bevor sie die Periode der extratellurischen Erstarrung durchmacht, vollständig geschmolzen sein kann.

Wenn wir in den schlackigen und glasigen Laven Einsprenglinge, Gruppen von Mineralien in Kristallen, die dieselbe chemische und mineralogische Zusammensetzung, aber eine andere Größe und Struktur haben, als die der Mikrolithen und der einschließenden Masse, und die vielleicht Spuren von peripherischen Absorptionen zeigen, sehen, so können wir die Meinung nicht immer aufrecht erhalten, daß diese Einsprenglinge die letzten Überbleibsel des Muttergesteins sind, durch dessen Einschmelzung, die notwendig unvollkommen geblieben ist, die Laven sich bildeten. Man kann nicht behaupten, daß sich in den Einsprenglingen noch unberührte, aus der größten Tiefe emporgekommene leichter schmelzbare und lösliche Gemengteile vorfinden, sobald dieselben oder andere schwerer schmelzbare und lösliche Gemengteile schon in der Grundmasse vollständig geschmolzen oder gelöst gewesen

---

[1]) C. de Stefani, I vulcani spenti dell' Appennino settentrionale, S. 511, 550.

[2]) G. F. Becker, Some queries of rocks differentiation (Am. Journ. of sc., Bd III, 1897). — Derselbe, Fractional cristallisation of rocks. (Am. Journ., Bd IV, 1897, S. 257.)

[3]) Tamman, Kristallisieren und Schmelzen, Leipzig 1903.

[4]) Barus und Iddings, Note on the change of electric conductivity observed in rock magmas of different composition on passing from liquid to solid (Am. Journ. 1892, S. 242).

[5]) Duhem, a. a. O. I., S. 253.

und wieder auskristallisiert sind. In der Tat ist es unzweifelhaft, daß ein fester Körper nicht über den Schmelzpunkt hinaus überhitzt werden kann[1]). Zum Beispiel finden sich in den zentralen Schlacken von Astroni, Averno und Solfatara und in sehr vielen Schlacken und Lavaströmen der Phlegräischen Felder, auch in den Auswürflingen, kleine Einsprenglinge von Kristallgruppen von Sanidin, Plagioklas, Augit, Hornblende, welche in der glasigen oder halbkristallinischen Grundmasse zerstreut sind, die ihrerseits wieder unzählige Mikrolithen von Sanidin und Augit enthält, welche von der Einschmelzung und Wiederauflösung anderer Sanidine und Augite des Muttergesteins herrühren sollen. Der Augit ist gewiß leichter schmelzbar und lösbar in dem phlegräischen Lavenmagma als der Plagioklas. Nun ist es nicht möglich, anzunehmen, daß der Augit als Einsprengling aus den Tiefen unberührt und unzersetzt emporgekommen sei, wenn wir den Beweis haben, daß die Temperatur und die Verhältnisse des Magmas solche waren, daß der Punkt der Schmelzbarkeit und Lösbarkeit aller Augite überschritten und der Lösungspunkt der Plagioklase erreicht wurde.

Man müßte also annehmen, daß diese sog. Einsprenglinge, wenn sie nicht Kristalle sind, die sich schon infolge der beginnenden Abkühlung gebildet hatten, höchstens Bruchstücke von Massen sind, die schon erstarrt waren und in die Lava hineinkamen, als diese die ursprüngliche Temperatur schon verloren hatte, aber noch die Möglichkeit peripherische Resorptionen hervorzubringen besaß. Ein Beispiel wird diesen Vorgang besser illustrieren. Die glasigen Schlacken haben auf ihrem Wege nicht nur Bruchstücke von kristallisierten und zuweilen teilweise resorbierten Laven, sondern auch zahlreiche Bruchstücke von anderen Schlacken angetroffen. Das sieht man z. B. sehr deutlich an den Dünnschliffen, die ich von den unteren glasigen Schlacken von Punta Palombara am M. di Procida angefertigt habe. Die eingeschlossenen schlackigen Bruchstücke sind von der einschließenden Masse verschieden sowohl nach Form wie Verteilung der Sanidinmikrolithen, die oft isoliert und ziemlich groß sind. Man bemerkt sehr deutlich, daß die glasigen Bestandteile, die zuletzt erstarrten, wie sie auch die am leichtesten schmelzbaren sind, der Temperatur der umgebenden Masse unterworfen waren, die noch fähig war, die glasigen Teile in dieser Masse geschmolzen zu halten, in der sich ihrerseits kleine Mikrolithen und Büschel von schon erstarrtem Sanidin finden. Deshalb sind an der Berührungsfläche die glasigen Teile der Einschlüsse geschmolzen und zum kleinen Teile mit dem einschließenden glasigen Teile vermischt. Die etwas größeren und isolierten Kristalle der Einschlüsse schmolzen nicht, sondern blieben, entweder isoliert oder in Gruppen angehäuft, an der Peripherie zwischen dem eingeschlossenen und einschließenden Material, während die kleineren Sanidinkristalle der einschließenden Schlacke eine fluidale Verteilung bekamen, indem sie sich um das eingeschlossene Hindernis in dem demselben nahen Gebiet herumlegten. Der Einschluß war also schon da und löste sich nur teilweise bei der Berührung mit dem Einschließenden wieder auf.

Aus dem Gesagten geht hervor, daß sich die phlegräischen Laven im Innern des vulkanischen Schlotes vollständig in einer Form gelöst befanden, die der glasigen entspricht. Die Untersuchung der glasigen Schlacken dient also zur Erkennung des Zustandes, in dem sich die Lava im Erdinnern befindet.

Da die flüssigen Laven ein größeres Volumen besitzen als die festen, so können wir behaupten, daß die Lavamassen im Innern der Erde sich in einem Zustand nur potentieller Flüssigkeit mit viel größerer Dichtigkeit befinden, bei einer Temperatur, die höher, als der kritische Punkt und auch als der ist, bei dem unter gewöhnlichen Umständen die Dissoziation stattfinden würde. Daß die Lavamassen in den inneren Herden eine größere Dichtigkeit besitzen, nicht nur als die Gläser, sondern auch als die kristallini-

[1]) J. H. Van't Hoff, Leçons de chimie physique. Paris 1898, Bd. I, S. 267.

schen Laven, geht auch aus der Verteilung der Dichtigkeit in der Erdmasse hervor. Nun ist es wahrscheinlich, daß eine Vermehrung des Volumens in den inneren Herden in dem Augenblick des Übergangs der Lava in den Zustand einer kinetischen Flüssigkeit stattfindet, daß diese Volumenvermehrung infolge von Brüchen der oberflächlichen Schichten oder anderen Ereignissen eintritt, die den äußeren Druck vermindern oder die innere Spannung vermehren, in Zusammenhang mit dem bekannten Prinzip, daß eine Verminderung des Druckes das System begünstigt, dessen Volumen größer ist, und daß endlich dies eine der Ursachen ist, die die Expansion und die Ausstoßung der Lava hervorrufen [1]).

Guthrie, von Judd [2]) zitiert, hat nachgewiesen, daß die Anwesenheit von Wasser den Schmelzpunkt von vielen Salzen, also auch von Silikaten, welche sich im inneren Eruptivmagma befinden, erniedrigt, und die Erfahrungen von Daubrée und Iddings [3]) zeigen, daß die glasigen Teile der Laven schmelzbarer sind, wenn sie von Wasserdampf begleitet werden; also um die Eruptionen zu erleichtern, würde das Eindringen von Wasser in die inneren Massen genügen. Berthier hat gezeigt, und einige Autoren haben es experimentell auf mehrere Weisen bestätigt, daß eine Mischung von isomorphen Substanzen oder eine feste Lösung nicht isomorpher Substanzen — und derart sind die Mischungen von Salzen und die Silikate —, leichter schmelzbar ist, als die Salze, welche sie bilden. Mit anderen Worten, der Schmelzpunkt gewisser Mischungen ist niedriger als derjenige der einzelnen Bestandteile und ihrer einfacheren Mischungen. Ferner wenn zwei flüssige Substanzen, die miteinander in Berührung stehen, sich gegenseitig schlecht mischen, so wird durch Hinzutritt einer dritten Flüssigkeit die Löslichkeit beschleunigt, und es bildet sich eine homogene Mischung [4]). Diese Beobachtungen, die in unseren Laboratorien gemacht sind, können einigen Wert beanspruchen in dem Falle der Assimilation fester Gesteine seitens des flüssigen Magmas, wie Vogt, Johnston-Lavis, Loewinson-Lessing u. a. auseinandergesetzt haben; sie finden aber keine Anwendung, wenn die inneren Massen schon flüssig waren, da man in diesem Falle nicht recht das Hinzutreten neuer Massen versteht, abgesehen von Gas und Wasserdampf, zu Mischungen oder zu vorher existierenden Massen, und da die Unterschiede in der Schmelztemperatur zu klein sind im Verhältnis zu den großen Wärmemengen des Magmas im Erdinneren. Wenn in irgend einer Weise die Laven vollständig flüssig in die Herde eingedrungen sind, ebenso später, wenn sie in glasiger Form erstarren, so bestehen sie aus einer Masse, in welcher die Ionen nicht nach stöchiometrischen Gesetzen in bestimmten chemischen Verbindungen mit kristallinischen mineralogischen Formen gruppiert sind. Appert und Heuriaux [5]) u. a. glaubten, daß die Gläser eine Lösung von kristallisierten Silikaten in amorphen Silikaten seien, aber diese Meinung läßt sich nicht auf Grund optischer und im allgemeinen physikalischer Kriterien aufrecht erhalten. Der Abstand zwischen der glasigen und kristallinischen Form ist so groß, daß vom mineralogischen und physikalischen Standpunkt aus die Hypothese Lehmanns nicht annehmbar ist, daß nämlich die mineralogischen Verbindungen bei der allmählichen Abkühlung sich in der Weise bilden, daß nahe dem Erstarrungspunkt die festen Körper schon gebildet seien und sich in dem Zustand der Lösung [6]) befänden.

---

[1]) Stübel, Ein Wort über den Sitz der vulkanischen Kräfte in der Gegenwart, Leipzig 1901, S. 4. — Über die genetische Verschiedenheit vulkanischer Berge, Leipzig 1903, S. 22.

[2]) W. Judd, The Natural History of Lavas as illustrated by the materials ejected from Krakatoa. (Geol. Mag. Neue Folge. 1888, S. 10.)

[3]) Daubrée, Etudes synthétiques de géol. expérim., Paris 1879, S. 161; G. J. Iddings, On a group of volcanic rocks from the Tewan Mountains, New Mexico. (U. S. geol. Surv. Bull., Nr. 66, Washington 1890, S. 26.)

[4]) W. Ostwald, Lehrbuch der allgemeinen Chemie, I. Stöchiometrie. 1891, S. 819.

[5]) L. Appert und J. Heuriaux, Verre et verrerie. Paris 1894, S. 450.

[6]) O. Lehmann, Molekularphysik. Bd I. S. 682; Bd II, S. 441.

Nach Bunsen, Lagorio[1]) und anderen ist der Charakter einer flüssigen Lava, wie auch der der geschmolzenen Gläser, derjenige einer chemischen Lösung, die Schott[2]) mit einer übersättigten Lösung vergleicht. Nach Definitionen der Chemiker, nach denen die Lösung eine homogene flüssige Mischung von Substanzen ist, von denen die eine vor der anderen sehr stark überwiegt[3]), kann die Lava ganz gut eine Lösung genannt werden. In der Tat fehlt es nicht an bedeutendem Vorwiegen von Kieselsäure, 57—62 Proz. in den phlegräischen Laven, und an Alkalien, Kali und Natron, 10—14 Proz., deren Silikate die hauptsächlichsten Bestandteile des vulkanischen Glases und der Laven sind. Wenn die vorhergehenden Prämissen richtig wären, dann würden die Gesetze der Lösung auf die geschmolzenen Laven und auf die vulkanischen Gläser anwendbar sein. Aber wir haben anderseits gar keine Idee von der Thermochemie der Laven bei sehr hohen Temperaturen, und was wir wissen über die Lösungen, betrifft beinahe nur die Lösungen der Salze im Wasser oder in einer anderen Flüssigkeit bei nicht hoher Temperatur. Nun tritt die Lösung dieser Salze meistenteils mit einer Zusammenziehung des Volumens zusammen auf, während das Schmelzen der Bestandteile einer Lava, welches die Lösung des einen oder des anderen Materials herbeiführt, sich mit einer Vermehrung des Volumens vereinigt. Angesichts dieser beiden einander entgegengesetzten Tatsachen und dem Mangel an Experimenten kann man nicht sagen, daß das Magma, das von der Schmelzung einer Lava herrührt, vollkommen einer Lösung entspricht. Man kann nur auf Grund der allgemeinen Beobachtungen feststellen, daß die einzelnen Ionen der Laven wegen ihrer exothermischen Zusammensetzungen in den höheren Temperaturen des Erdinnern dissoziiert sind[4]). Wir können also sagen, daß bei niedrigeren Temperaturen die molekularen Dimensionen der Körper, aus denen die Lava besteht, sich auf die einfachste Formel zurückführen lassen, unter denen, die den Bedingungen entsprechen, die von der Zusammensetzung des Magmas auferlegt werden, und daß sich die glasige Beschaffenheit nicht durch eine molekulare Struktur auszeichnet, die komplizierter wäre als die des entsprechenden flüssigen Zustandes, was in den isomorphen Mischungen nicht immer geschieht.

Jedoch müssen die Moleküle der flüssigen Laven und des Glases von denjenigen verschieden sein, die wir in der Zusammensetzung der Kristalle antreffen. So findet man z. B. in den vollständig glasigen Laven, d. h. in den braunen, grünen und gelben Obsidianen, in den meisten Fällen kein Eisenoxyd ausgeschieden. Nun wissen wir aber, daß die Eisenoxyde sich in den Flüssen wie das Glas auflösen; aber in den glasigen Laven, die in einem weiteren Stadium der Abkühlung erstarrten, sind die Eisenoxyde in dem glasigen Magma nicht mehr diffundiert, sondern sie scheiden sich ab in den Opaciten in der Form von Magnetit oder von Limonit, ein Umstand, der beweisen könnte, daß die Laven in der Periode des Ausflusses und kurz vor Beginn der kristallinischen Erstarrung nicht mehr den Charakter oder wenigstens nicht mehr einige der Eigenschaften des gewöhnlichen Glases zeigten. Es ist möglich, daß in der flüssigen Lava, die aus großen Tiefen und aus einer reduzierenden Umgebung herrührt, das Eisen gediegen vorkommt. Aber die Oxydation trat ein wenigstens während des Ausflusses durch die Einwirkung verschiedener sauerstoffhaltiger Bestandteile, die sich in der Lava befinden und lange vor der Berührung mit der Luft das Eisen oxydieren können. Die Wirkung des so reichlich vorhandenen Wasserdampfes verwandelt in den vulkanischen Schlöten bei Rotglühhitze metallische Eisenkörner in Magnetit. Vielleicht handelt es sich manchmal um

[1]) Lagorio, Über die Natur der Glasbasis, sowie der Kristallisationsvorgänge im eruptiven Magma. (Tschermak, Miner. und petrogr Mitt. Neue Folge. Bd 8, 1887, S. 510.)

[2]) Poggendorf, Annalen. Bd 154, S. 422.

[3]) Nernst, Theoretische Chemie. S. 363.

[4]) Duhem, a. a. O. Bd I, S. 185.

eine Umwandlung der Opacite in Magnetit, die nach der Erstarrung des Gesteins vor sich ging. Wenn die Opacite ursprünglich Eisenoxydul gewesen wären, so würde eine Erhöhung der Temperatur bis zur Rotglühhitze genügt haben, sie in Magneteisen umzuwandeln. In gleicher Weise wandelt die reduzierende Kraft der Wasserstoffdämpfe, die von einer vorhergehenden Dissoziation des Wassers herrühren, wie sie sicherlich in den vulkanischen Gegenden zur Zeit des Ausbruches vorkommen, das Sesquioxyd des Eisens, wenn es sich in den Opaciten findet, in Protoxyd um, welches allmählich Magneteisen werden kann. Die Laven von Palombara und der Piperno, die so große Massen von Magnetit enthalten, gehören zu den ältesten und standen ihrer Bildung nach wahrscheinlich lange Zeitperioden hindurch in einer beträchtlichen Tiefe unter der Erdoberfläche unter einer hohen Temperatur und Einwirkung von Wasserdampf und anderer Mineralisatoren, welche die besprochene Neubildung erleichtern konnten.

Wenn man annehmen kann, daß die Lava sich im Eruptionskanal in vollständig flüssigem Zustand befindet, so würde es ein Irrtum sein, zu glauben, daß alle Laven hervorgekommen seien aus einem Herd, der ursprünglich die gleiche Temperatur gehabt hat. Ich habe mich schon bei einer früheren Gelegenheit darüber näher verbreitet[1]). Eine solche Hitze, die hinreichend ist, die Ausstoßung einer basaltischen Lava hervorzurufen, reicht nicht für trachytische Lava aus; eine solche trachytische Lava wird vielmehr aus Tiefen der Erde herrühren, die eine höhere Temperatur besitzen, als andere. Wie aber die ursprüngliche Temperatur und die thermische Kapazität der Lava sein mögen, sicher ist, daß diese bei dem Hinaustreten aus dem inneren Herd an die Oberfläche durch Kanäle, die oft wenig mehr als linear waren, eine große Menge Wärme verlor, und zwar nicht sowohl durch die Berührung mit den kälteren Gesteinen, als durch die notwendige mechanische Arbeit bei der inneren Vermehrung des Volumens und bei der Elimination der inneren und äußeren Reibung in dem vulkanischen Herde. Daher müssen alle Laven ursprünglich eine Temperatur gehabt haben, die mehr oder weniger beträchtlich größer war, als diejenige, welche sie an ihrem Austrittspunkt hatten.

XXXVI. Über Abkühlung und Erstarrung.

Untersuchen wir nun die Verhältnisse der Laven, nachdem sie an die Oberfläche gekommen sind. Wir sahen schon, daß die phlegräischen Laven teilweise schlackig, mehr oder weniger glasig sind, teilweise in Form von mehr oder weniger kristallinischen Strömen auftreten. Diese Verschiedenheiten hängen mit der Zeit und mit der Art und Weise der Abkühlung zusammen, wie von Dana vor mehr als 50 Jahren an den Laven der Inseln des Stillen Ozeans erkannt wurde. Auch durch Forschungen von Fouqué und Michel-Lévy wissen wir, daß ein und dasselbe flüssige Magma, das verschiedenen Bedingungen der Abkühlung unterworfen ist, Gesteine von verschiedener Struktur hervorbringen kann. Abich selbst schmolz Laven des M. Nuovo mit dem spezifischen Gewicht von $2{,}_{58832}$, und durch rasche Abkühlung verwandelte er sie in ein Glas mit dem spezifischen Gewicht von $2{,}_{450}$. Bei sehr langsamem Durchgang durch den Kanal und auch bei dem allmählichen Erscheinen an der Oberfläche kann die Abkühlung langsam vor sich gehen und in stets gleichförmigen Verhältnissen, ohne Veränderung des chemischen oder physikalischen Zustandes, in welchem Falle, wie z. B. beim M. Olibano, die vollständige Kristallisation des Magmas stattfindet, so daß die Be-

[1]) C. de Stefani, I vulcani spenti dell' Appennino settentrionale S. 550.

standteile in einer einzigen Generation gebildet zu sein scheinen, ohne glasige Bestandteile, in kristallinischer Form und um so mehr makroskopisch-kristallinisch, je langsamer der Verlust an Wärme war. Auf diese Weise sind die Unterschiede in der Struktur unter den holokristallinischen Laven entstanden. In der Tat verleiht eine langsame Abkühlung, die auch durch die Kalorien verzögert wird, die sich durch Zusammenziehung des Volumens bei der kristallinischen, aber nicht bei der glasigen Erstarrung entwickeln, den kristallographischen Kräften die Möglichkeit, sich völlig zu entfalten. Eine sehr langsame Abkühlung in der ersten Periode kann zu einer Kristallisation eines Teiles der Stoffe führen, die weniger leicht schmelzbar oder weniger löslich waren, z. B. in unserem Falle des Kalknatronfeldspats und teilweise des Sanidins, und zu einer Bildung jener mehr oder weniger großen Kristalle der sog. ersten Erstarrung. Zuweilen erfolgt später, z. B. wenn die Laven an die Oberfläche hervorquellen, die Abkühlung rascher, und es kann hinterher eine mikrokristallinische zweite Erstarrung mit verschiedener Struktur erfolgen. Das sieht man in fast allen phlegräischen Lavaströmen, außer, zum Teil, in dem des M. Olibano. Wenn eine plötzliche Abkühlung stattfindet, während in der Lava infolge ihrer hohen Temperatur noch keine Kristallisation eingetreten war, so kann in diesem Falle eine vollständige glasige Erstarrung stattfinden, wie bei einigen Bimssteinen und Obsidianen. Wenn die plötzliche Abkühlung einer ersten Periode folgt, in der die Lava angefangen hatte, sich langsam abzukühlen und teilweise zu kristallisieren, so können sich Sphäroide, Keraunoide, Büschel, große und kleine Mikrolithen, welche schon früher kristallisiert waren, in einer glasigen Grundmasse bilden, wie das bei den meisten phlegräischen Schlacken der Fall ist. In der Tat bewirkt eine rasche Abkühlung, die den kristallogenetischen Kräften verbietet sich zu entfalten, eine Erstarrung in glasiger Form um so leichter, je größer die Schnelligkeit der Abkühlung selbst ist. Ich glaube nicht, daß eine Kristallisation später erfolgen kann, nachdem ein Teil der Masse in glasiger Form erstarrt ist. In der Tat erstarrte der glasige Teil, der zuerst schmilzt, zuletzt, und als er sich gebildet hatte, hatten die kristallogenetischen Kräfte keine Möglichkeit mehr, sich zu entwickeln, und nur durch spätere Umschmelzungen oder chemische Reaktionen können teilweise oder völlige Entglasungen wieder eintreten.

Über die Gründe, weshalb sich der Sanidin in einer schlackigen, glasigen Masse vielmehr in Mikrolithen, in Büscheln, in Keraunoiden, in Sphäroiden zeigt, können klare Deutungen nicht gegeben werden. Vielleicht hängen diese Unterschiede auch von den Bewegungen ab, denen das Magma während der Erstarrung unterworfen war. Die Mikrolithen, welche häufig fluidale Verteilung besitzen, haben sich wohl in einem Magma gebildet, das sich in schneller Bewegung befand. Ebenso zeigt die fluidale Verteilung in einem festen glasigen Magma die Augenblicklichkeit der Abkühlung an. Die keraunoidische Anordnung ist zum ersten Male von Washington in den Trachyten von Ischia[1]) und von Rosenbusch in denjenigen von Ponza[2]) beschrieben. Ersterer glaubt in Übereinstimmung mit Lehmann[3]), daß sie durch eine langsame, allmähliche Erstarrung eines schon kristallinischen Individuums entstanden seien, das sich durch die inneren Spannungen des Gesteins allmählich in der Weise spaltete, daß die zertrümmerten Teile unabhängig voneinander fortwuchsen und dadurch aus dem Kern ausstrahlende Kristalle bildeten. Aber die Büschel und die Keraunoide zeigen durchaus nicht eine so deutliche fluidale Verteilung, wie die isolierten Mikrolithen; daher behaupte ich, daß sie sich in einem ruhigen Magma durch dendritische Fortwachsung der Kristalle gebildet haben, wie sich Salzdendriten in einer

[1]) H. S. Wahsington, Ischian Trachytes (Amer. Journ. of Science I, 1896, S. 380).
[2]) Rosenbusch, Mikrosk. Physiogr. II, 1887, S. 565.
[3]) Lehmann, Molekularphysik I, Leipzig 1888, S. 378.

wässerigen Lösung oder Eisdendriten auf der Oberfläche eines porösen Gesteins bilden, nicht ausschließlich durch innere Spannung, durch Kapillarität, infolge deren die Wasserpartikelchen, welche gefrieren, an die Oberfläche gelangen, sondern auch durch den Niederschlag der äußeren Feuchtigkeit in Berührung mit sich bildenden Kristallen. Cross[1]) nimmt an, daß die Sphäroide von der Spannung der äußeren glasigen Masse herrühren, die beim Erstarren die eingeschlossenen Feldspatkristalle zusammendrückte und spaltete. Diese Meinung kann man nicht aufrecht erhalten, weil die noch flüssige Masse nach der Bildung der kristallinischen Mikrolithe nicht an Volumen gewinnt, sondern verliert. Vielmehr ist die Bildung der Sphäroide der Gleichförmigkeit der Masse, in der die Kristallisation gleichförmig von einem Punkte ausstrahlt[2]) oder der Natur ihrer Umgebung zuzuschreiben. Die Sphärolithe zeigen sich mit Vorliebe in den Schlacken und Laven (Piperno, Palombara), die wahrscheinlich unterseeisch sind, oder in denjenigen (M. Nuovo), die in Begleitung großer Wassermassen ausbrachen.

Es bleibt noch zu untersuchen übrig, aus welchen Gründen die Abkühlung langsamer oder schneller vor sich gehen kann. Die ursprüngliche Wärmemenge, welche die Lava besaß, und der spätere Überschuß an Wärme im Verhältnis zur Umgebung sind bei Berechnung der Abkühlung in Anrechnung zu bringen. Ihre Wichtigkeit zeigt sich hauptsächlich bei den basischen Laven, die bei niedriger Temperatur flüssig blieben und, obschon sie in demselben Verhältnis dieselbe ursprüngliche Wärmemenge wie eine trachytische Lava verlieren, dennoch in kristallinischer Form erstarren können, während eine trachytische Lava unter denselben Verhältnissen in glasiger Form erstarrt. Es ist freilich wahr, daß die Laven der Ströme, welche in größerer Masse hervorkommen, der Atmosphäre und der Berührung der umgebenden Gesteine eine kleinere Oberfläche bieten und daher infolge ihrer schlechten Wärmeleitung sich langsam abkühlen, während die Schlacken und die in die Luft geschleuderten Lavafetzen bei der Berührung mit derselben infolge des sehr geringen Volumens und der großen Oberfläche sich weit schneller abkühlen.

Aber eine Abkühlung durch einfache Ausstrahlung und durch Wärmeleitung bei Berührung mit anderen kalten Gesteinen, die so sehr schlechte Wärmeleiter sind, oder durch Konvektion in der Atmosphäre, kann nur sehr langsam erfolgen. Diese Umstände reichen also nicht aus, die sehr schnelle, sozusagen plötzliche Abkühlung zu erklären, die in vielen Fällen erfolgt sein muß, so daß das Gestein in einer glasigen Form erstarren mußte, während es noch von Konvektionsströmen jeder Art durchzogen war, wie die fluidale Struktur beweist. Das läßt sich nur erklären, wenn man zu der plötzlichen Umformung einer Wassermenge in Dampf zurückgreift mit der daraus folgenden mechanischen Arbeit und Verlust von Wärmekalorien[3]). Das meteorische Wasser oder wahrscheinlicher das Meerwasser, welches durch Spalten des Bodens plötzlich mit der Lava in Berührung kommt, kann die Ursache dieser Erscheinung sein. Der Überfluß an Wasserdampf bei allen Schlackenausbrüchen und auch bei den historischen Ausbrüchen des M. Nuovo ist eine notwendige Vorbedingung für die Ausstoßung der Laven, die aus den Kratern herauskommen in Form von Aschen, Lapilli, gleichalterigen Bomben und Schlacken. Die Porosität der Bimssteine und der Schlacken, die Unzahl mikroskopisch kleiner Poren, welche in den schwarzen glasigen Laven, auch in den dichtesten, und in den Obsidianen eingeschlossen sind, wogegen sie sehr selten in den kristallinischen Trachyten vorkommen, der durch die chemischen Analysen nachgewiesene reichliche Gehalt an Wasser, die Umformung der Obsidiane in Bimsstein

[1]) Cross, Bull. Phil. Soc., Washington 1891, S. 432.

[2]) T. G. Bonney und J. Parkinson, On primar and secundar devitrification in glassy igneous Rocks (Q. J. Bd LIX, 1003, S. 435).

[3]) C. de Stefani, Sui possibili caratteri delle lave eruttate a grandi profondità nei mari (Boll. soc. geol. ital. XIV, S. 14, Rom 1895).

mit drei- bis fünfmal größerem Volumen durch den Übergang des Wassers in Dampf beim Erhitzen, beweisen genügend, daß in den Schlackeneruptionen, mehr als bei der Ausstoßung der Lavaströme, der Wasserdampf im Übergewicht war. Einen anderen Beweis für die Bedeutung des Wassers bei der Bildung der Schlacken und der glasigen Ströme haben wir in der Umwandlung der Opacite oder Globulite von Eisenoxyd, die im Glas zerstreut vorhanden sind, in Limonit bei unmittelbarer Berührung mit den von Wasserdampf durchzogenen Blasen. Diese Umwandlung in Limonit ist ferner ein Beweis für die niedere Temperatur, der die glasige Erstarrung folgte aus dem bekannten Grunde, daß eine Hellrotglühhitze sie nicht erlaubt haben würde. Daraus können wir also schließen, daß im Gegensatz zum Austritt der fragmentarischen Laven, der Austritt der Ströme in Beziehung zu dem geringen Vorhandensein von Wasserdampf von hoher Spannung zu setzen ist, ferner zu der höheren Temperatur, welche die Laven bei ihrem Austritt besitzen, dergestalt, daß sie sich flüssig erhalten, mehr oder weniger ausgedehnte Ströme bilden und sich langsam abkühlen können, dabei ihren Gemengteilen eine vollständige Kristallisation erlaubend. Daher erlangten, je größer die Lavamasse war, je größer ihr Wärmequantum war, d. h. je wärmer sie waren im Verhältnis zu ihrer Umgebung, und je weniger intensiv diejenigen Ursachen waren, welche die Abkühlung herbeiführten, die Kristalle der einzelnen Gemengteile desto größere Dimensionen. Die Verfestigung vollzog sich in einer einzigen Periode, die Struktur wurde holokristallinisch, und die glasigen Bestandteile wurden weniger bis zum Verschwinden.

Holokristallinische Erstarrung.

Ein sehr wichtiger Lehrsatz allgemeinen Charakters läßt sich aus den Strömen des kristallinischen Trachyts des M. Olibano ableiten, der ohne Zweifel auf der Oberfläche des Bodens verlief und erstarrte. Seine Eigenschaften stimmen mit denjenigen überein, von denen Lacroix sagt, daß sie den basaltoiden Gesteinen, die nur Feldspat enthalten, eigen seien[1]), und beweisen, daß bei den saureren Gesteinen, die bei der niedrigen Temperatur unserer Laboratorien nicht vollständig schmelzbar sind, diejenigen sich geirrt haben, welche glauben, daß für eine holokristallinische Struktur die Erstarrung unter sehr starkem Druck notwendig, und daß die Gegenwart von Glas ein notwendiges Charakteristikum eines an der Oberfläche kristallisierten Gesteins sei. Obwohl in der Tat der Druck die kristallinische Erstarrung erleichtert, so ist er doch ein sekundäres Moment gegenüber der langsamen Abkühlung. Wenn der Sanidin mit der Zeit sein glasiges Aussehen verlöre, so würde die Lava des M. Olibano dasselbe Aussehen gewinnen, wie gewisse Eläolithsyenite und würde, wie die Tiefengesteine vieler Gegenden, zwischen deutlichen Sedimentärgesteinen gelagert sein. Das beweist, wenigstens in bezug auf den Trachyt des M. Olibano, die Unvollkommenheit verschiedener lediglich theoretischer Behauptungen, die jetzt die Petrographie beherrschen.

Resümieren wir schließlich die Sätze, die man aus den Unterschieden der Struktur in den verschiedenen Typen ziehen kann, so bemerkt man, daß sie größtenteils eine Funktion der Umstände sind, welche die Eruption und die Abkühlung begleiten. Diese Unterschiede finden sich aber bei den phlegräischen Laven niemals an einem einzigen Orte vereinigt und sind nicht von der größeren oder geringeren Entfernung von der Oberfläche der Abkühlung abhängig, wie das Hague und Iddings bei Andesiten in der Umgebung von Washoe in Nevada behaupteten[2]); im Gegenteil finden sich diese an verschiedenen Stellen. Diese Tatsache bestätigt nochmals, daß die Struktur der Laven von der ursprünglichen Wärme-

---

[1]) Lacroix, Les enclaves, S. 469.

[2]) A. Hague and J. P. Iddings, On the development of cristallisation in the igneous rocks of Washoe, Nevada, with notes on the geology of the district. (U. S. Geol. Survey Bull. Nr. 17, Washington 1885).

menge, von der Schnelligkeit der Abkühlung und von den von Ort zu Ort und von Ausbruch zu Ausbruch veränderlichen physischen Umständen abhängt, welche wir auf den vorangegangenen Seiten niederzulegen versucht haben.

XXXVII. Reihenfolge in der Erstarrung und Kristallisation der Gemengteile.

Es empfiehlt sich, die Erscheinungen der Kristallisation, welche stattfinden während Erstarrung der Lava, und diejenige Kristallisation, welche später erfolgen kann durch pneumatolytische oder mineralisierende Wirkungen, auseinanderzuhalten. Die Reihenfolge in der Kristallisation der Lava, welche noch teilweise flüssig ist, hängt mit der Reihenfolge der Erstarrung zusammen, und daher werden wir mit dieser beginnen.

Gesetzt, daß der Grad der Glasigkeit in den phlegräischen Laven den verschiedenen Graden der Flüssigkeit des Magmas entspricht, so folgt daraus, daß wir die Reihenfolge der Erstarrung der Gemengteile aus der Kristallisation der Gemengteile selbst ableiten können, so daß wir von den glasigen Laven allmählich zu den mehr kristallinischen übergehen.

Das Eisenoxyd, das in Flüssen und im Glase so leicht löslich ist, kommt im Lava-Magma von sehr hoher Temperatur aufgelöst an die Erdoberfläche, wie man das sehr häufig bei den Obsidianen beobachten kann. Wenn das Magma Wärme verliert, dann ist das Eisenoxyd als Opacite einer der ersten Bestandteile, die zum Vorschein kommen, sei es in sehr kleinen Partikelchen, sei es in Körnchen oder in mikroskopischen Kristallen, die stets im letzteren Falle, manchmal im ersteren, dem Magnetit entsprechen, oder das Eisenoxyd wird während der Bildung des Glases in Limonit oder später in Hämatit umgeformt.

Apatit und Zirkon sind in seltenen Mikrolithen im Feldspat oder in der Grundmasse selbst eingeschlossen, finden sich aber niemals einzeln mit den Opaciten zusammen. Apatit findet sich ferner häufiger im Sanidin und in der Grundmasse, als in den Plagioklasen. Daher kann man ihn zu denjenigen Gemengteilen rechnen, die zuerst erstarrten und noch vor dem Sanidin, aber nach dem Eisenoxyd und oft nach dem Plagioklas. Unter den wesentlichen Gemengteilen ist derjenige, der nach dem Eisenoxyd zuerst zu kristallisieren beginnt, der Plagioklas, von dem wir Einsprenglinge ohne irgend ein anderes Mineral in überaus vielen Schlacken sehen. Zuweilen wird er begleitet und ersetzt durch Sanidin, der ihm in der Reihenfolge der Kristallisation folgt, was daraus hervorgeht, daß man häufig Zonen von Sanidin um den Plagioklas herum beobachtet. In den Schlacken des M. Nuovo und des Averno sehen wir grobe zertrümmerte Kristalle von Plagioklas und Sanidin, mitten im glasigen Magma, das keine Mikrolithen besitzt, woraus hervorgeht, daß Bewegungen in dem flüssig gebliebenen Magma noch lange nach der Bildung der feldspatischen Einsprenglinge stattfanden. Die Kristallisation des Sanidins hält an, bis die Erstarrung des Gesteins beendet ist, und die Sanidinmikrolithen sind die letzten, die sich aus dem Magma ausscheiden, ja der Sanidin wird oft in der Form von Mikrolithen erst in der letzten Periode ausgeschieden, wie es Osann auch bei gewissen Hypersthenandesiten des Cabo de Gata beobachtet hat. Nur in wenigen Fällen hat man auch eine letzte Ausscheidung von Plagioklasmikrolithen beobachtet.

Biotit, welcher ziemlich selten ist, kristallisiert wenigstens später, als die Bildung des Plagioklases begonnen hat. Augit begleitet gewöhnlich den Sanidin, aber in der Reihenfolge der Kristallisation folgt er ihm, und größtenteils erstarrt er in der Form von Mikrolithen in der letzten Periode. Der seltene Olivin besteht schon vorher, wie es scheint, in Einsprenglingen, die die Lava auf ihrem Wege vorfindet.

Hornblende.

Die Hornblende verdient eine genauere Betrachtung. Sie findet sich hier und da, manchmal infolge fragmentarischer Einschlüsse, welche die Laven unterwegs angetroffen haben, ohne sie wieder einzuschmelzen, manchmal als sehr seltener Gemengteil der Gesteine, in welchem Falle sie zur selben Zeit wie der Augit kristallisiert, zusammen mit oder nach dem Biotit. Wir wissen, daß unter gewöhnlichen Verhältnissen die Komponenten des eisenhaltigen Pyroxens und die Hornblende selbst, geschmolzen und langsam zum Abkühlen gebracht, am häufigsten in der Form von Augit wieder kristallisieren [1]), ferner daß mit der Zeit der Augit sich uralitisiert sozusagen durch einfachen Wechsel der molekularen Struktur und unter Aufnahme kleiner Mengen von Wasser und zu Hornblende werden kann. Weil einige Wassermoleküle hinzukommen, kann man vielleicht weder behaupten, daß es sich um eine wahre und genaue Polymorphie oder physikalische Isomerie zwischen den beiden Mineralien handelt, noch daß der Augit, der einen höheren Schmelzpunkt besitzt, die stabile Form [2]), und daß die Hornblende, die einen niedrigeren Schmelzpunkt besitzt, die in demselben Lösungsmittel mehr lösliche Form sei. Vorausgesetzt, daß die fragmentarischen Einschlüsse nicht von besonderen alten hornblendehaltigen Gesteinen, sondern vielmehr von den im Untergrunde vorher vorhandenen Laven herrühren, die den oberflächlichen Augittrachyten ähnlich oder nur durch ein etwas selteneres Auftreten von Hornblende verschieden waren, so könnte man behaupten, daß diese wenigstens in den Einsprenglingen teilweise von der Uralisation des Augits herrührt, allein die mikroskopische Beobachtung hat keine Spuren dieser Tatsache enthüllt. Was die Hornblende angeht, welche zu den während der Erstarrung des Gesteins entstandenen Gemengteilen gehört, so nimmt Siemiradzki [3]) an, daß sie sich nur in der Tiefe unter großem Druck und infolge von überhitzten Dämpfen bildet, welche die Lava passieren. Diese Annahme halte ich für gänzlich falsch. Erstens vor allem, weil sie zu den oberflächlichen, bei der beginnenden Abkühlung, und nachdem die Kristallisation des Plagioklases schon begonnen hat, kristallisierten Gemengteilen gehört, und dann, weil die Hornblende, abgesehen davon, daß sie meist etwas Wasser enthält, weniger dicht ist als Augit und infolgedessen ein größeres Volumen einnimmt. Jede chemische Zusammensetzung hat unter großem Drucke die Neigung, ein möglichst kleines Molekularvolumen anzunehmen, d. h. in unserem Falle lieber dasjenige des Augites, als dasjenige der Hornblende. Ich behaupte daher, daß dieses Mineral vielmehr durch pneumatolythische Vorgänge entstanden ist, die mehr an der Oberfläche lagen und verwandt sind mit denjenigen, die die Hornblende durch Sublimation am Vesuv und anderswo hervorbringen.

Chrustchoff erhielt Kristalle von Hornblende und von anderen Mineralien, indem er mit Lösungen bei einer Temperatur von 550° während einer Dauer von drei Monaten arbeitete [4]).

Indes kann man aus der Beobachtung, daß das in den phlegräischen Laven am meisten, weit mehr als Hornblende, verbreitete Mineral Augit ist, schließen, daß die Umstände bei der Erstarrung der phlegräischen Laven nicht sehr von denjenigen verschieden gewesen sind, welche sich in unseren Laboratorien darstellen lassen, und wenn dort in sehr seltenen Ausnahmen Hornblende kristallisiert, so folgt daraus, daß, wie in unseren Laboratorien, die Einwirkung der Mineralisatoren selten vorkommen, welche die Bildung von Hornblende vor derjenigen von Augit begünstigen.

---

[1]) A. Becker, Schmelzversuche von Pyroxenen und Amphibolen und Bemerkungen über Olivinknollen (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. XXXVII, 1885, S. 12).
[2]) Van t'Hoff, Chim. Phys., part. II, Paris 1899, S. 134.
[3]) Neues Jahrbuch für Min., Geol. und Paläontol., Beil.-Bd. IV, 1886, S. 207.
[4]) Comptes Rendus, Bd. CXII, 1891, S. 677. Neues Jahrbuch, Bd. II, 1891, S. 86.

Eisenoxyde.

Eine chemische Erscheinung, welche sehr dazu beiträgt, die mehr oder weniger glasigen Schlacken von den Lavaströmen zu unterscheiden, zeigt sich bei der Bildung von Augit und ausnahmsweise bei der von Hornblende, und zwar ist das die Absorption des Eisenoxyds der Opacite.

Während die Eisenopacite in den schlackenartigen und glasigen Laven sehr häufig auftreten, kommen sie in den kristallinischen Laven beinahe gar nicht vor und werden vom Augit ersetzt. Auch Doelter bemerkte, daß bei rascher Abkühlung einer künstlichen eisensilikathaltenden Schmelzmasse Magnetit sich ausscheidet, während bei sehr langsamer Abkühlung ihre Bestandteile in den Augit hineingehen[1]). Der Bestandteil der phlegräischen Laven, welcher zuerst erstarrt, ist das Opacite bildende Eisenoxyd. Würde nicht bei der letzten Abkühlung die Lava anfangen basischer zu werden infolge der Kristallisation der Doppelsilikate von Kalk, Natron und Tonerde, d. h. der Plagioklase und teilweise des Sanidins, so könnte man sagen, daß das Eisenoxyd der Opacite sich wieder auflöse, gänzlich oder zum Teil resorbiert werde und dann einträte in die kristallinischen Gemengteile der Lava, indem es sich mit Kalk und Kieselsäure vereinigt. In der Tat findet sich in den Laven, an denen sich der Plagioklas reichlich auszuscheiden beginnt, wenig oder fast gar kein Magnetit, dessen Gegenwart sich im Gegenteil auch in großen Kristallen leicht eruieren läßt, wo Augit und Sanidin zu kristallisieren anfangen. Es könnte daher scheinen, daß in vielen Fällen der Magnetit nicht zu den ersten Bestandteilen gehört, die bei langsamer Abkühlung kristallisieren. Eine gleiche Verzögerung wurde übrigens bei vielen anderen vulkanischen Gesteinen und auch neuerdings von Teall in den Basalten von Franz-Josef-Land beobachtet, bei welcher Gelegenheit er beobachtete, daß ein basisches Magma erstarren kann, ohne Magnetit hervorzubringen, auch wenn es 30 Proz. Eisenoxyde enthält[2]). Diese Tatsache rührt wahrscheinlich ausschließlich von chemischen Ursachen her: vielleicht löst ein Magma von reichlichen Tonerde- und Alkali-Doppelsilikaten das Eisenoxyd bei sehr hohen Temperaturen, aber nicht bei niederer, auf, weil dann das Eisenoxyd sich trennt. Sodann wird aber seine chemische Verbindung mit Kieselsäure und Kalk erleichtert, sobald das Verhältnis der Feldspatstoffe, die in dem Magma verteilt sind, sich verringert. Übrigens ist der Einfluß der Natur eines Lösungsmittels auf die molekularen Verhältnisse einer gelösten oder diffundierten Substanz bekannt[3]). Diese Umstände würden zeigen, daß zwischen dem Magma, das wenigstens in gewissen Perioden seiner beginnenden Abkühlung noch flüssig ist, und dem glasig erstarrten oder im Zustande des Erstarrens befindlichen Magma ein gewisser, unbekannter Unterschied in der molekularen Struktur besteht. Folglich waltet in den phlegräischen Laven im ersten Stadium, in dem das Magma noch saurer ist, das Eisenoxyd, im zweiten, wenn es basischer geworden und die Kristallisation mehr vorgeschritten ist, Eisensilikat vor. Dieselbe Tatsache hat Judd in den tertiären Gabbro, Basalten und Doleriten von Schottland und Irland beobachtet[4]). Auch Washington beobachtete, daß in den vollständig glasigen, dunklen Basalten von Kula in Kleinasien die Färbung durch eine Verteilung von Eisenoxyd in überaus winzigen Partikelchen hervorgerufen wird, die in den mehr kristallinischen Basalten teilweise resorbiert sind zur Bildung von Silikaten und zu einem kleinen Teile zu größeren Kristallen von Magnetit vereinigt wurden[5]).

[1]) Doelter, Petrogenesis. S. 59.

[2]) H. Teall, Differentation in igneous magmas as a result of progressive cristallisation (British Assoc., Section C, Meeting 1897, Toronto).

[3]) Nernst, Theoretical Chemistry, London 1896, S. 387.

[4]) J. W. Judd, On the gabbros dolerites and basalts of tertiary age in Scotland and Ireland (Q. J. Bd. XLII, 1886, S. 79).

[5]) H. S. Washington, On the basalts of Kula (Amer. Journ. of Science, Bd. XLVII, 1894, S. 121).

Es scheint, daß Magnetit noch weniger zusammen mit Hornblende als mit Augit vorkommt; wenigstens stimmt das überein mit den Beobachtungen an den Andesiten von Peru von Hatch[1]) und des Siebengebirges von Lasaulx[2]).

Washington behauptet, daß die Anteile an Hornblende und Magnetit im umgekehrten Verhältnis ständen zu den vorher angenommenen Beziehungen zwischen Augit und Opaciten, daß also die erstere vorwiege in den sauren Laven und den mehr glasigen Varietäten, der letztere in den mehr basischen Laven und den mehr kristallinischen Varietäten, besonders den Varietäten von mittlerer Basizität[3]). Rosenbusch und andere Autoren haben bei Gelegenheit der phlegräischen Laven behauptet, daß Augit und Biotit vom Magma in der Effusionsperiode, oder während es kristallierte (S. 474), resorbiert und dann in Magnetit umgewandelt seien. An die Stelle eines kalkfreien Eisen- und Magnesia-Alkalisilikats, wie es der Biotit ist, tritt nach Rosenbusch ein Kalk- und Magnesia-Silikat, der Augit, ein, während die Alkalien an der Zusammensetzung der feldspatischen Mikrolithen teilnehmen und das Eisenoxyd frei wird. Dann würde die chemische Korrosion des Augits zum vollständigen Verschwinden des Minerals beitragen. Daß die Resorption des Biotits in der Effusionsperiode vor sich ging, würde nach Rosenbusch daraus folgen, daß die Aggregate von Augit und Magnetit oft in Linsen und Streifen verteilt sind, die der fluidalen Struktur folgen.

Diese Vorgänge, besonders die Resorption des Augits, werden von Zirkel[4]) und anderen für ziemlich selten gehalten. Die Voraussetzung von Rosenbusch und anderen, der die von uns beobachteten Tatsachen direkt widersprechen, wenigstens was den Augit anbelangt, hat ihre Berechtigung in der eventuellen Nachbarschaft der Magnetite und Augite und zuweilen großer Mikrolithen des letzteren. Auf der anderen Seite beobachtet man große Mikrolithen von Magnetit, welche beinahe zu Skeletten reduziert und in Körner zerteilt sind und sich mit Mikrolithen von Augit zu vermischen anfangen. Gewöhnlich bemerkt man in denjenigen Fällen, in denen jemand an eine Resorption des Augits glauben möchte, den Magnetit in solcher Menge angehäuft, daß man ihn unmöglich für das das Eisen enthaltende Residuum eines Minerals ansehen kann, in dem, besonders in den phlegräischen Gesteinen, ganz andere Elemente das Übergewicht besitzen, als das Eisen. Man kann sich also den oben genannten Hypothesen nicht anschließen. Sehr viele Autoren zitieren im Gegensatz dazu Laven, in denen Magnetit und mit diesem Augit höchstwahrscheinlich von der Resorption der Hornblende[5]) herrühren. Diese Hypothese ist aber auf die phlegräischen Laven nicht anzuwenden. Sicher ist, daß diese während des Durchganges durch den vulkanischen Schlot und während der darauf folgenden Ausstoßung, außer vielleicht in dem sehr seltenen Falle der Einschlüsse, die unterwegs angetroffen wurden (Astroni), keine Hornblende enthalten, wie sich auch, wenige seltene Fälle ausgenommen, während der letzten Periode der Kristallisation keine in ihnen bildet. Man kann sich also nicht denken, daß Magnetit, Opacit und andere phlegräische Gemengteile von der Resorption der Hornblende herrühren. Andererseits können wir nicht verschweigen, daß die beiden Hypothesen, welche die seltene Hornblende, die doch in den trachytischen Laven vorkommt, einem Überbleibsel eines amphibolitischen Muttergesteins und die eisenhaltigen Opacite einer Resorption der Hornblende selbst zuschreiben, im Widerspruch stehen würden mit der äußerst leichten Schmelzbarkeit der Hornblende, welche größer als diejenige des Augits ist, die sich also

---

[1]) Hatch, Mineralogische und petrographische Mitteilungen, Bd VII, 1886, S. 347.
[2]) v. Lasaulx (Sitzungsber. der Niederrhein. Gesellsch. in Bonn, Bd LXI, 1884).
[3]) H. S. Washington, The magmatic alteration of Hornblende and Biotit (Journ. of geology, Bd. IV, 1896, S. 258).
[4]) Zirkel, Lehrbuch der Petrographie, Bd. I, 1893, S. 722.
[5]) Zirkel S. 716. H. S. Washington, The magmatic alt. of Hornblende and Biotite.

bei der hohen Temperatur der Trachyte nicht hätte halten können, ohne zu schmelzen[1]). Washington behauptet, daß die Umformung der Hornblende stattgefunden haben könnte, ohne daß sie geschmolzen oder gelöst sei, nämlich durch die kräftig reduzierende Einwirkung von Wasserstoff, der aus der Dissoziation des Wassers hervorging, und das Sesquioxyd des Eisens der Hornblende in Oxydul umwandelte[2]). Aber bei einer so hohen Temperatur, wie dazu nötig wäre, wissen wir nicht, ob noch die mineralogische Zusammensetzung der Hornblende existieren kann.

Natronhaltige Mineralien.

Nehmen wir die Beobachtung über die Reihenfolge der Erstarrung der Gemengteile wieder auf, so erinnern wir uns, daß man zuweilen um Augit herum sehr scharfe Zonen von Ägirinaugit und von Ägirin, natronhaltigen Pyroxenen sieht, welche auch in isolierten Kristallen in den holokristallinischen Strömen wie in den hypokristallinischen Schlacken vorkommen. Daraus folgt, daß diese Pyroxene sich in den letzten Stadien der kristallinischen Verfestigung bildeten, und daß in diesen letzten Zeiten das Magma einen Überfluß an Natron enthielt, der jedoch nicht hinreichend gewesen ist, um Feldspat zu bilden, ein Überfluß, der vom Sodalith, resp. vom Hauyn und vom Nosean bezeugt wird, Mineralien, die sich gewöhnlich in den letzten Stadien der Erstarrung bildeten. Aber in einigen Fällen bemerkten wir, daß der Sodalith an der Peripherie von Zonen von Sanidin eingefaßt war, der vielleicht infolge pneumatolytischer Ursachen fortfuhr, sich auch nach der Erstarrung des Gesteins zu bilden. In vielen Fällen füllen Sodalith, Hauyn, Nosean, Fayalit die Poren und Spalten aus, in denen sie durch pneumatolytische Vorgänge in den letzten Augenblicken der Erstarrung und auch nachdem die Lava schon erstarrt war, kristallisierten. Die Gegenwart der letztgenannten natronhaltigen Mineralien, von denen Sodalith und zuweilen auch Hauyn und Nosean Chlornatrium enthalten, könnte man mit Lang[3]) einer gegenseitigen Reaktion zwischen dem Meerwasser und der Lava während ihres unterseeischen Ausflusses zuschreiben. Aber diese Tatsache kehrt bei allen phlegräischen Laven wieder, auch bei den rezenten, die offenbar nicht unterseeisch sind. Nach Scacchi und anderen bildete sich in den Laven des Vesuvs der Sodalith stets durch Reaktion von Dämpfen, welche Chlornatrium enthielten. Die Gebrüder Friedel[4]) erhielten Sodalith, indem sie Ätznatron und Chlornatrium auf kalihaltigen Glimmer in einer geschlossenen Röhre bei 500° einwirken ließen. Durch ähnliche Verhältnisse konnte sich Sodalith in allen phlegräischen Laven bilden, wie das auch viele Autoren behaupten. Dasselbe kann man vom Hauyn behaupten: die Einschlüsse von Magnetit beweisen die Wirkung des Wasserdampfes bei hohen Temperaturen. Sicher ist aber, das wir Sodalith nicht in allen Laven finden, die im Meer oder nahe dem Meere bei Überfluß an Salzdämpfen und bei Elementen, die mit denjenigen der phlegräischen Laven identisch sind, entstanden sind und entstehen. Daher müssen wir den letzten Grund der realitiven Häufigkeit dieser Mineralien in den phlegräischen Laven, vielleicht auch in denjenigen des Vesuvs, in der ursprünglichen Zusammensetzung des Gesteins suchen, das reichlich natronhaltig ist, wie aus den Analysen hervorgeht.

In den mehr oder weniger glasigen Laven ist, wie aus allem Gesagten hervorgeht' der glasige Teil der letzte, welcher erstarrte, und daraus folgt, daß in den kristallinischen Laven die Kristallisation des Sanidins, des Augits und vielleicht aller anderen Gemengteile bis zum letzten Moment dauern konnte.

[1]) A. Becker, Schmelzversuche mit Pyroxenen und Amphibolen und Bemerkungen über Olivinknollen (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1885, S. 12).
[2]) H. S. Washington, On the basalts of Kula, S. 120.
[3]) O. Lang, Die vulkanischen Herde am Golf von Neapel, S. 183.
[4]) C. und G. Friedel, Bull. de la soc. minér. de France, Bd. XIII, 1890.

Schlufsbemerkungen.

Betrachtet man die Tatsachen ohne Vorurteil, so bemerkt man, daß im Gegensatz zu der Behauptung mancher Autoren die Gemengteile unserer Laven genau so erstarrten, wie sie es in unseren Laboratorien tun würden, in umgekehrter Reihenfolge ihrer Schmelzbarkeit, d. h. es beginnen zuerst die weniger schmelzbaren, dann kommen die leichter schmelzbaren, und den Schluß machen die am leichtesten schmelzbaren, nämlich der glasige Bestandteil. Es fehlen eben klare Laboratoriumsexperimente über die Reihenfolge der Schmelzbarkeit, und das rührt von der Unvollkommenheit der Methoden her, welche man anwendet, um genaue Bestimmungen sehr hoher Temperaturen zu erhalten. Nach den Erfahrungen, welche Cusack[1]) mit den Luftthermometern von Joly gemacht hat, dürfte der Schmelzpunkt der oben erwähnten Mineralien folgender sein: Zirkon unschmelzbar; Olivin 1363° bis 1378°; Labradorit 1223°—1235°; Apatit 1221°—1227°; Augit und Hornblende 1188° bis 1200°; Adular 1164°—1168°; Sodalith 1127°—1133°.

Diese Reihenfolge der Schmelzbarkeit entspricht im wesentlichen derjenigen, die wir bei den phlegräischen Laven beobachtet haben. Die Verhältnisse unserer Laven in jedem folgenden Stadium ihrer Abkühlung und Erstarrung entsprechen deshalb der Theorie von Van t'Hoff über die festen Lösungen, darunter einverstanden die festen isomorphen Mischungen, weil auch für diese Laven die schon erstarrte Mischung stets reicher an denjenigen Bestandteilen ist, die bei höherer Temperatur schmelzen[2]), z. B. an Plagioklas, Olivin, Apatit usw., als die noch flüssige. Sollas[3]) kehrt wieder zur Ansicht zurück, daß die Reihenfolge der Kristallisation der Gemengteile der Laven der Reihenfolge ihrer Schmelzbarkeit entspricht, und daß etwaige Ausnahmen von der Anwesenheit von Wasser in den Laven oder von anderen Stoffen, welche jedes Mineral begleiten, abhängen. Daß der Grad der Schmelzbarkeit der einzelnen Elemente, die die Mineralien zusammensetzen, und derjenige der einzelnen Mineralien, die ihrerseits die Laven zusammensetzen, von dem der Mineralien einerseits und der Lava anderseits verschieden ist, das ist ein Verhältnis, das unabhängig ist von der Reihenfolge der Erstarrung der Gemengteile, die wir jetzt betrachtet haben. So ist, worauf schon Iddings im allgemeinen hingewiesen hat[4]), im Gegensatz zu der Ansicht von Bunsen[5]), der Einfluß des Druckes auf Veränderung der Reihenfolge der Erstarrung, die von dem Charakter der Schmelzbarkeit abhängig ist, gar nicht vorhanden, teilweise infolge der geringen Bedeutung der Wirkungen, die aus ihm folgen, größtenteils aber, weil er ohne Unterschied auf alle Gemengteile Einfluß ausübt. In der Tat scheinen die gewöhnlichen Gemengteile unserer Laven alle zu einer Reihe von Körpern zu gehören, die beim Erstarren ihr Volumen verringern; daher wird ihre Erstarrung durch den Druck beschleunigt, und die verschiedenen phlegräischen Laven und verschiedene Teile derselben Lava, die in der Tiefe und bei verschiedenen Drucken erstarrt sind, weisen nicht eine Verschiedenheit in der Reihenfolge der Kristallisation der Gemengteile auf. Dasselbe ist über die Wirkungen der Veränderlichkeit der Molekularvolumina der Elemente zu sagen, welche sich zu den einzelnen Mineralien verbinden, aus denen die Lava besteht. Bei einigen Gemengteilen allerdings, wie z. B. bei den Feldspaten, ist das wirkliche Molekularvolumen

---

[1]) R. Cusack, Proceedings of the R. Irish. Accad., Ser. III. Bd. IV, 1897, S. 411.

[2]) Garelli (Gazzetta chimica ital. II, 1894, S. 263). — G. Bruni (Rend. R. Acc. dei Lincei 1898, 2e sem., S. 138, 147; 1899, 1e sem., S. 138). — G. Bruni & F. Gorni, Sui fenomeni di equilibrio fisico nelle miscele di sostanze isomorfe (Rend. R. Acc. dei Lincei, 1899, 2e sem., S. 181). — Duhem, Traité de mécanique chimique, Bd. IV, S, 276.

[3]) W. J. Sollas, The order of consolidation of the mineral constituents of igneous rocks (Geol. Mag., July 1900).

[4]) The crystall of igneous rocks, S. 108.

[5]) R. Bunsen, Über den Einfluß des Drucks auf die chemische Natur der plutonischen Gesteine (Pogg. Ann. 81, 1850, S. 562).

größer als das theoretische, d. h. als die Summe der Atomvolumina der Elemente, die sie zusammensetzen. In anderen, wie bei den Magnesiaeisensilikaten, ist das wirkliche Molekularvolumen kleiner. Daraus schließt Loewinson-Lessing[1]), daß der Druck der Entstehung der Mineralien beschleunigt, deren Zusammenziehung größer ist, während die Bildung jener verzögert wird, deren Ausdehnung größer ist. Aber im Gegensatz zu der Annahme von Meyerhoffer[2]) bin ich der Ansicht, daß wenigstens bei den phlegräischen Laven es keinen Beweis gibt von der Wichtigkeit dieser Tatsache für die Reihenfolge der Erstarrung der Gemengteile, oder vielmehr, daß sie mit der Wirkung der Temperatur zusammentrifft.

Nach Barus erhält sich eine geschmolzene Lava beim Erstarren flüssig bis zu einer Temperatur, die etwas niedriger ist als diejenige, welche zuerst notwendig war, um die Schmelzung herbeizuführen[3]), wahrscheinlich wegen der Orientierung, die für die Moleküle beim Erstarren notwendig ist, und die eine gewisse Zeit andauert. Aber dieser Umstand ändert, indem sie alle Gemengteile mit hineinzieht, die Reihenfolge ihrer Erstarrung nicht.

Man kann also sagen, daß im allgemeinen die Reihenfolge der Erstarrung der Gemengteile nach der Reihenfolge der Schmelzbarkeit, d. h. als Funktion der Temperatur des Schmelzens bei den verschiedenen Drucken diejenige ist, welche besser der Thermochemie der phlegräischen Laven entspricht. Die Erstarrung, welche in dieser Weise erfolgt ist, d. h. die Summe der chemischen und physikalischen Umformungen, die unter solchen Umständen in dem chemischen aktiven System der phlegräischen Laven eintreten, entspricht der Umformung einer größten Menge von Wärmeenergie und schließt sich dem Prinzip von Berthelot an[4]). Dies so ausgesprochene Gesetz entspricht auch der Ansicht von Iddings[5]), der bewies, daß der letzte Gemengteil beim Kristallisieren demnach der erste beim Resorbieren und beim Verschwinden sei, wenn eine Resorption oder eine Schmelzung stattfindet.

Eine in vieler Beziehung andere Reihenfolge wurde von Rosenbusch[6]) angenommen und nach nur wenig davon verschiedenen Gesichtspunkten von Lagorio und Brauns[7]) und zwar überwiegend nach chemischen. Denn in der Tat sollte nach ihnen die Erstarrung in der Reihenfolge der Basizität folgen oder nach Lagorio in der Reihenfolge der Löslichkeit der Verbindungen unter den verschiedenen Basen und in umgekehrter Reihenfolge zu der Menge der Bestandteile, so daß die mehr sauren die letzten bei der Kristallisation waren, was aber bei unseren Laven nicht genau der Fall ist.

Lacroix[8]) hat beobachtet, daß in Gegenwart von Mineralisatoren unter Druck die chemischen Elemente des Leucits eine Neigung haben, in der Form von Orthoklas, Sodalith oder Nephelin zu kristallisieren; daher nehmen andere an, daß eine Verschiedenheit der physikalischen Umstände die Bildung von Leucit statt von Orthoklas und Sanidin veranlaßte, aber soweit es sich aus den Beobachtungen bei den phlegräischen Feldern, wo sich statt Sanidin nie Leucit gebildet hat, folgern läßt, kamen zu den physikalischen Unterschieden in den Magmen ursprünglich noch andere chemische Unterschiede hinzu. Die beiden Gesteinsreihen, die leucitischen des Vesuvs und die trachytischen der Phlegräischen Felder,

[1]) Loewinson-Lessing. Studien über die Eruptivgesteine, S. 326.

[2]) Zeitschrift f. Kristall. XXXVI, 1902, S. 593.

[3]) D. Barus, The fusion constant of igneous rocks, T. II (Phil. Mag., 1893, S. 173). — High temperature work in igneous fusion and ebullition (Bull. of the U. S. Geol. Surv., 1893, S. 103). — Duhem a. a. O. II, S. 68.

[4]) G. Becker, A new law of thermochemistry (A. M. 1886, sér. 3, XXXI, S. 120). — A theorem of maximum dissipativity (ibidem S. 115). — A. Harker, Berthelots principle applied to magmatic concentration (Geol. Mag. 1893, S. 545). — Loewinson-Lessing, a. a. O. S. 326.

[5]) Cryst. ign. rocks S. 105.

[6]) Rosenbusch a. a. O., 3. Aufl., Bd I, 1895, S. 12.

[7]) Lagorio, Über die Natur der Glasbasis sowie der Kristallisationsvorgänge im eruptiven Magma (Tschermak, Min. Mitt., Bd VIII, 1887.) — R. Brauns, Chemische Mineralogie, Leipzig 1896, S. 305.

[8]) A. Lacroix, Les enclaves des roches volcaniques, Maçon 1893, S. 453 ff.

sind von einander nicht nur mineralogisch, sondern auch chemisch verschieden, und es scheint wenig wahrscheinlich, daß es sich um ein einziges Magma handelt, das Abänderungen infolge von inneren oder äußeren Umständen fähig wäre.

Neuere phlegräische und vesuvianische Ausbrüche sind in so großer Zahl vorgekommen, daß, wenn lediglich Variationen eines höheren oder niedrigeren Druckes oder andere äußere Umstände genügen würden, um die chemische Zusammensetzung des Magmas von Grund aus zu ändern, zu vielen Malen die Wirkungen zutage getreten und die Übergänge von einem Magma zum anderen beobachtet worden wären. Es ist daher viel wahrscheinlicher anzunehmen, daß Leucitite und Augittrachyte aus verschiedenen Magmen hervorgegangen sind und wahrscheinlich aus Gebieten, die in verschiedenen und voneinander unabhängigen Tiefen lagen.

Kristallisation nach der Erstarrung der Lava.

Wir haben seinerzeit gesehen, daß der Sanidin, einer der letzten Bestandteile, welche erstarrten, fortfuhr, mitten im Tuffe des M. Nuovo auch nach dem Ausbruch und der Erstarrung der Gemengteile zu kristallisieren. In derselben Weise entsteht durch gegenwärtig tätige Kräfte die Umwandlung des Leucits in Sanidin, welche Sabatini und andere in den Laven von Latium und anderswo klar gelegt haben. Diese Tatsachen beweisen, daß die Kristallisationserscheinungen bei den genannten Laven auch noch gegenwärtig fortschreiten, und gewiß müssen sie außer im Tuff auch in den wirklichen Laven und Schlacken vorkommen. Vielleicht hat das zonenartige Anwachsen an der Peripherie der Feldspate und der Pyroxene, worüber wir so häufig gesprochen haben, teilweise nach der Erstarrung der Lava seinen Anfang genommen; wenigstens hat in ähnlicher Weise eine bescheidene Anzahl von Mineralien ihren Ursprung in den Höhlungen und Spalten unserer schon festen Laven genommen. Übrigens kann kein Zweifel darüber walten, daß die Erscheinungen der Kristallisation in den Gesteinen jeder Gattung fortwährend und beständig sind. Der gegenwärtige Zustand eines jeden Gesteins ist das Produkt zweier Faktoren, ein innerer ist die ursprüngliche Beschaffenheit des Gesteins, ein äußerer sind die pneumatolytischen und mineralisierenden Erscheinungen. Wie diese nun nach Zeit und Ort wechseln, so ist auch das Produkt variabel. Es ist daher natürlich, daß gemäß der Änderung dieser Faktoren sich die Reihenfolge der Kristallisation ändert, wie es auch natürlich ist, daß die Kristallisation in einer Reihenfolge folgt, welche von derjenigen verschieden sein kann, die bei der Erstarrung geschmolzener Stoffe auftritt. Dadurch, daß man diese beiden Umstände nicht genau voneinander getrennt hat, sind so viele Antinomien darüber, wie die verschiedenen Autoren die Reihenfolge der Kristallisation der Bestandteile eines Gesteins beurteilt haben, und so viele vermeintliche Widersprüche in den Tatsachen entstanden. Bunsen[1]) und nach ihm viele andere haben bewiesen, daß in vielen Fällen die Kristallisation in einer anderen Reihenfolge stattfindet als in derjenigen, die mit dem Grade der Schmelzbarkeit zusammenhängt, und die wir bei den Phlegräischen Laven beobachteten. So kann man z. B. häufig die Erscheinung der Entglasung bei den Laven beobachten. Es ist wahrscheinlich, daß die Reihenfolge der Kristallbildung in diesem Falle so erfolgt, wie es Dumas hinsichtlich der Kristallbildung bei der Entglasung der künstlichen Gläser annimmt. Er geht nämlich von der Voraussetzung aus, daß die nach und nach gebildeten Kristalle stets saurer sind als der glasige Rest, eine Behauptung, die der Annahme von Rosenbusch hinsichtlich der Kristallisation der Gesteine diametral gegenübersteht.

---

[1]) R. Bunsen, Über die Bildung des Granites. (Zeitschr. der Deutschen geol. Ges. Bd XIII, 1861, S. 61.)

XXXVIII. Rezente Alluvionen.

Ich habe schon früher die rezenten, sandigen Alluvionen erwähnt, die sich von den Tuffen, aus denen sie hervorgegangen sind, eigentlich nur durch die größere Zerteilung und durch die dunklere Farbe infolge der Beimischung von Humus unterscheiden. Sie bedecken den Boden der verschiedenen Krater, z. B. das Ufer des Averner Sees, den Boden der Ebenen von Agnano, wo sie eine bedeutende Mächtigkeit besitzen, der Astroni, von Campana, Quarto und so auch, wenn auch in geringeren Umfang, diejenigen der anderen Krater. Aus diesen zerteilten Tuffen, die von den nächsten Abhängen stammen, setzt sich die Campanische Ebene in der Umgebung der Phlegräischen Felder und der Meeresstrand der letzteren, wo sie an mehreren Stellen marine Fossilien enthalten, zusammen.

Ich habe schon erwähnt, daß man im Brunnen von Arenaccia, der nur etwa 3½ km von demjenigen des königlichen Schlosses entfernt liegt am Strande nach dem Vesuv zu, bis zu — 37,45 m rezente Erdschichten mit Bruchstücken mariner Conchylien und mit vulkanischen Massen antraf, die auch vom Vesuv herrühren[1]). Folgen wir der Küste der Phlegräischen Felder, so bilden die Alluvionen den Strand von Bagnoli und die ganze Ebene von Fuorigrotta, in der sie erhebliche Mächtigkeit erreichen müssen. In der Tat erwähnt Dell' Erba[2]) »la sabbia grossolana trachitica, cementata per modo che veniva tagliata a pezzi, quali avevano l'aspetto di un' arenaria, ma dotata di lieve tenacità, circa 700 m a levante della Montagnella di Santa Teresa, nell' emissario di Coroglio, in un punto poco discosto dal Poligono militare, a quota di circa 10 m inferiore, trovata nel fare gli scavi per l'emissario. Questa roccia resta intermedia a quella detta volgarmente in Napoli mappamonte o tasso«.

Westlich von Pozzuoli und bis nach Bambinella und bis zu den Abhängen des Monte Nuovo befindet sich der Strand, die sogenannte Starza, auf welcher in neuerer Zeit nicht unbedeutende Erhebungen stattgefunden haben, die man an dem Aufsteigen der von Bohrmuscheln durchbohrten Säulen der alten Bäder erkennen kann, die unter dem Namen »Tempel des Serapis« bekannt sind, über die schon so viele Leute geschrieben haben, ferner auch an den zahlreichen im Sande oberhalb des Meeresspiegels gefundenen rezenten marinen Fossilien, welche Philippi[3]) beschrieben hat, und die auch von anderen erwähnt werden. Auf dieselbe Stelle beziehen sich eine Reihe ganz rezenter mariner Mollusken im Museum der Universität in Rom, mit der Ortsbezeichnung Pozzuoli, welche von de Angelis[4]) als von der Basis des Monte Barbaro herrührend bezeichnet wurden, wo solche Ablagerungen jedoch nicht angetroffen werden.

Daß der Strand von Pozzuoli seit dem Altertum sich langsam aus dem Meere gehoben hat, geht schon aus den Geschenken hervor, welche in den Jahren 1503 und 1511 der König von Neapel der Gemeinde von Pozzuoli gemacht hat, nämlich von Landstrichen, die man dem Meere in unmittelbarer Nähe der Stadt abgewonnen hatte[5]). Meines Erachtens hat Sueß[6]) nicht Recht, wenn er glaubt, es handle sich um Gebiet am Strande von Cumä, das im Gegenteil damals wie noch jetzt zu den königlichen Besitzungen gehörte.

---

1) P. Palmeri, Il pozzo dell' Arenaccia.

2) L' Andesite pirossenica micacea di Posillipo (Atti Acc. Pontaniana, Bd XXIII, Neapel 1893, S. 1).

3) Philippi, Über die subfossilen Seetierreste von Pozzuoli bei Neapel und auf der Insel Ischia (Neues Jahrb. f. Min. usw., 1837, S. 285, 292). Enumeratio molluscorum Siciliae, Bd II, Halle 1844, S. 269. — Scacchi, Notizie geologiche sulle conchiglie che si trovano fossili lungo la spiaggia tra Pozzuoli e Monte Nuovo (Antologia di Sci. nat. 1841, S. 46). — R. Bellini, La faune des mollusques fossiles néogènes du perimètre du golfe de Naples (Ann. d. Soc. Zool. et Mal. de Belgique, Bd XXXVIII, S. 23), Bruxelles 1903. Er zitiert 92, lauter lebende Arten. — O. G. Costa, Degli otoliti in generale (Atti R. Acc. sc. fis. mat., Napolo, Bd III, 2. marzo 1867, Teil II, Fig. 2).

4) G. de Angelis, Il pozzo artesiano di Marigliano, S. 50.

5) Dissertazione corografica istorica delle due antiche distrutte città Miseno e Cume. Napoli 1775.

6) E. Sueß, Das Antlitz der Erde. Wien 1888, Bd II, S. 478.

Ablagerungen mit römischen Ziegelsteinen wurden erst ganz kürzlich an verschiedenen Punkten in der Nähe von Pozzuoli aufgegraben, auch unter dem Meeresspiegel[1]). Da es sich aber um Ablagerungen von Wiederauffüllungen handelt, so genügen sie nicht, um zu beweisen, daß der Boden im Altertum tiefer gelegen war. Der Strand des Lucriner Sees wurde die Herkulesstraße genannt, weil man fabelt, sie sei von Herkules[2]) angelegt worden, um die Verbindung mit dem Meere zu verhindern. Ursprünglich war der Strand so schmal, daß kaum ein paar Ochsen passieren konnten, Herkules habe sie aber so erweitert, daß er die Rinder des Gereon wegtragen konnte[3]). Auch Lykophron[4]) spricht um 304 v. Chr. von dem Weg, der durch den Löwen — er meint Herkules — für die Rinder am Ufer des Lucriner Sees gebaut sei. Bei einer anderen Gelegenheit haben wir schon erwähnt, daß das Meer unter Julius Cäsar die Dämme durchbrach und bei Stürmen in den Lucriner See eindrang, ebenso daß dieser die Verbindung wieder schließen ließ[5]); daß bald darauf Augustus die Verbindung wieder herstellen ließ, um aus dem Lucriner See einen Hafen zu machen[6]), da Agrippa auf beiden Seiten den Damm mit schmalen Durchgängen durchschnitten hatte[7]), daß er dann die zerstörten Stellen des Dammes, die durch das Meer verursacht waren, wieder ausbessern ließ[8]). Endlich dämmte Claudius durch eine Mole den Lucriner See gegen das Meer ab[9]), obgleich noch immer eine Verbindung mit dem Meere offen blieb. Die Topographie des Lucriner Sees zur römischen Kaiserzeit ist auf zwei Vasen abgebildet, auf denen der See Stagnum genannt wird[10]). Mit der Zeit schob sich die Küste weiter hinaus, wozu besonders der Ausbruch des Monte Nuovo, vielleicht auch die gleichzeitige Hebung der Küste beitrugen. Jedoch ist auch heute noch an einigen Punkten, z. B. an der Mündung des Averner Sees, der sandige Strand so beengt, daß die Fahrstraße ebenso wie zu der Zeit von Agrippa und Herkules kaum Platz hat. Verschiedene Autoren[11]) nahmen an, daß die Herkulesstraße eine künstliche aus Steinen gebaute Mole gewesen sei, die sich von der Punta Caruso bis zu den Bädern des Nero erstreckte, die Agrippa vielleicht an Stelle einer früheren Sanddüne erbaut hätte; sie stützen sich dabei auf eine Stelle bei Strabo (a. a. O.), welcher bemerkt, daß die Länge jener Straße acht Stadien betragen habe, d. i. nur etwas weniger, als die Entfernung zwischen den beiden angegebenen Orten beträgt, wie auch auf die Existenz einiger Ruinen mitten im Meere dort wie längs der ganzen Küste von Bajä und Pozzuoli. Aber die angeführten Stellen rechtfertigen diesen Schluß nicht. Diese angenommene Mole müßte in sehr alten Zeiten, noch vor der griechischen Zeit erbaut worden sein, da schon die ältesten Schriftsteller die Straße des Herkules erwähnen. Wenn der Lucriner See stets mehr oder weniger vom Meere getrennt gewesen ist, so könnte das doch nur durch eine aus Sand bestehende Nehrung geschehen sein, so schmal und so leicht durch Stürme zerstörbar sie auch gewesen sein mag. Der Gedanke, den Lucriner See, eine Art Binnensumpf (Lagune), durch einen steinernen Damm vom Meere abzutrennen, da doch eine Nehrung aus Sand bestand, konnte im Kopfe der römischen Kaiser unmöglich auftauchen und noch weit weniger bei den

---

1) Johnston-Lavis, Rep. of the communications for the invest. of Vesuvius and its neighbourhood.
2) Diodorus Siculus, l. IV, S. 22.
3) Strabo, Bd V, 4, 6.
4) Lykophron, Alexandra 681—711.
5) Severus Grammaticus in Georgicam, L. II.
6) Suetonii, V. Augusti, Kap. 16.
7) Dio Cassius, Storia romana, Bd XLVIII, 50.
8) Strabo, Bd V, S. 4, 6.
9) C. Plini Secundi, Bd XXXVI, 24.
10) R. T. Günther, The Oyster culture of the ancient Romans. (J. Mar. Biol. Ass., Bd IV, 1897.)
11) G. Scherillo, Nota sul Porto Giulio. (R. Acc. Arch. Lett. e Belle Arti.) Napoli 1862. — W. Deecke, Über die Gestalt des Lucriner Sees vor dem Ausbruch des Monte Nuovo im Jahre 1538. (Jahrb. der Geogr. Ges. Greifswald, Bd III, S. 1887.)

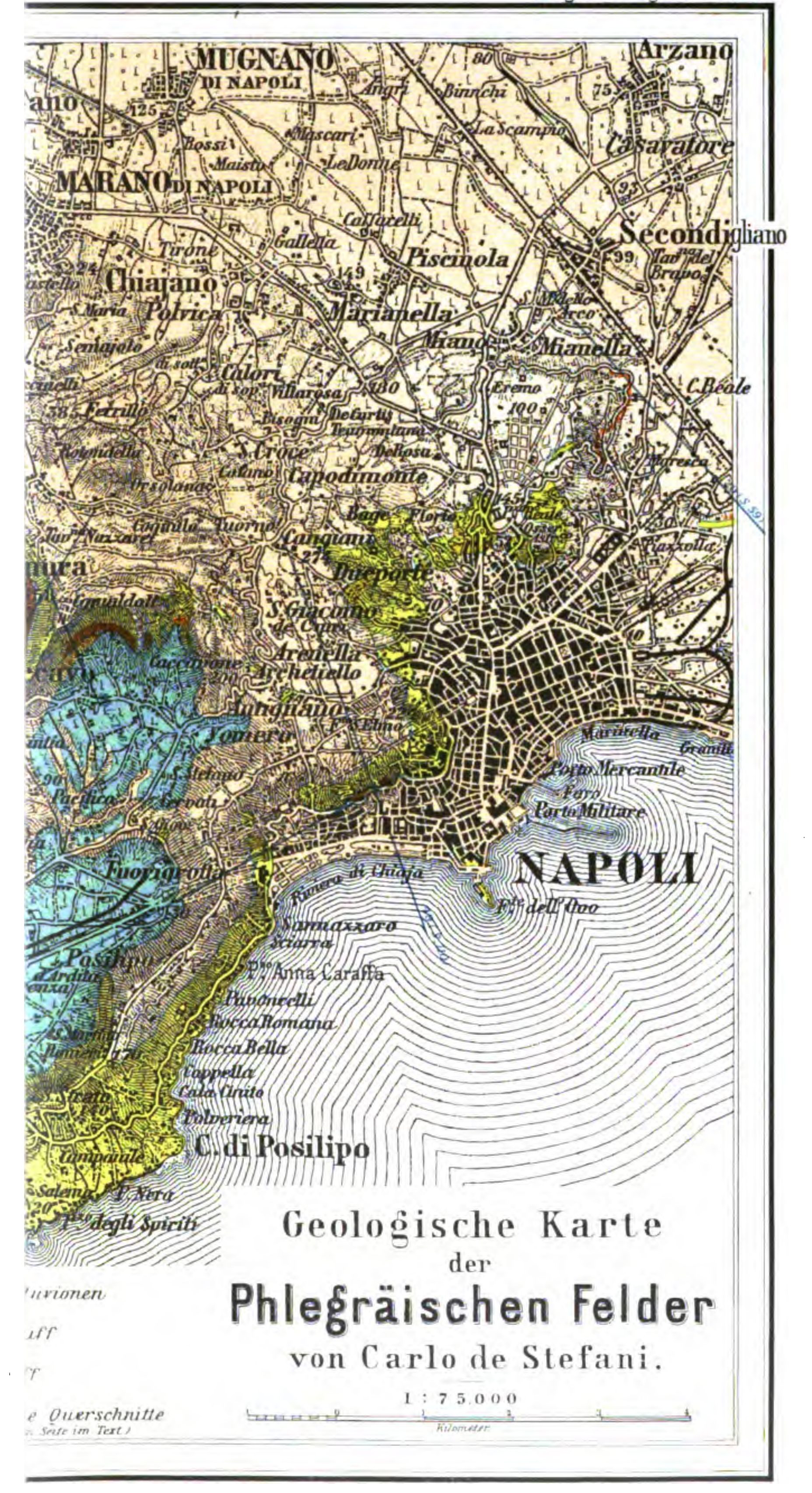
Griechen und bei den ersten Besuchern dieser Gegend. Auf der anderen Seite erscheint der Gedanke, daß eine künstliche Mole die natürliche aus Sand bestehende ersetzen sollte, wenig glaubhaft, da die Düne, wenn sie sich einmal gebildet hatte, fortwährend mit dem Material von der benachbarten felsigen Küste umgeformt worden wäre, wie das an allen sandigen Küsten geschieht. Ein weißlicher Mergel erfüllt die Alluvialebene, welche an die Straße zwischen dem Averner und Lucriner See grenzt; er enthält Cardium, Venus, Cerithium und andere Konchylien von noch heute lebenden Arten, entweder wohl erhalten oder in Bruchstücken.

Ebenso machten die sandigen Küsten des Mare Morto und von Miniscola und diejenigen vom Fusaro-See, der im Altertum der Sumpf Acherusia hieß, bis Cumä und bis zum See von Licola beständig Fortschritte.

Ich habe schon erwähnt, daß sämtliche in Rede stehenden Sumpf- oder Meeresalluvionen denselben Charakter wie die Tuffe tragen, weil sie eben aus denselben feinen vulkanischen Gemengteilen bestehen, die von der durch das Meer bewirkten Zerteilung der trachytischen oder tuffigen Klippen herrühren, zum kleinen Teil auch von der Denudation und von dem Transport durch kleine Giesbäche aus dem Binnenland. Die Sande, welche heute den Boden des ganzen Golfes von Neapel bilden, haben genau denselben Ursprung und sind echte graue Tuffe. Bemerkenswert ist die Abspülung, welche längs der Meeresküste nahe beim Meeresspiegel periodisch erfolgt, wenn die stärkere Ebbe die leichteren Massen ins Meer zieht und nur die schwereren zurückläßt. So bildet sich dann ein richtiger Gürtel, der die Massen nach ihrem spezifischen Gewicht, je nach der Schnelligkeit der Flut und der Neigung der Küste ordnet, und es häufen sich feine Schichten schwarzer, eisenhaltiger, schwererer Mineralien an, wie Augit und besonders Magnetit. Ähnlich schwarze dünne Lagen bemerkt man auch längs den Gießbächen z. B. längs dem Cavone von Miano und in den Tuffen; sie verdanken ihre Entstehung ähnlichen Ursachen.

Andererseits häufen die nur wenig bewegten Wasser um die Seen von Averno und Astroni herum kleine Schichten von Bimssteinstückchen an, welche die Bäche herbeigetragen haben. Auch bei dem Ausbruch des Monte Nuovo bildete sich bei den ins Meer gefallenen Schlacken ein Wall von anderer Entstehung als die oben erwähnte: in der Tat sanken die schweren Schlacken unter, während die Bimssteine auf der Oberfläche blieben, »si che parea terra arata«. Die Bimssteine, welche so von den übrigen Materialien ausgesondert wurden, bildeten besondere Anhäufungen, soweit sie an den Strand getrieben wurden, konnten dagegen, falls sie bis zum Grunde sanken, dort besondere submarine Bänke auch in ziemlich weiter Entfernung von dem Orte des Ausbruchs bilden.

Druck von Justus Perthes in Gotha.


MUGNANO DI NAPOLI
Arzano
MARANO DI NAPOLI
Casavatore
Secondigliano
Chiaiano
Piscinola
Marianella
Miano
Mianella
Capodimonte
Porto Mercantile
Porto Militare
NAPOLI
C. di Posilipo
Geologische Karte
der
Phlegräischen Felder
von Carlo de Stefani.
1 : 75.000

Ergänzungshefte zu den „Mitteilungen“.

I. Ergänzungsband (1860–1861). 8.80 M.

- **Vibe,** *Küsten und Meer Norwegens.* 3 M.
- **Tschudi,** *Reise durch die Andes von Süd-Amerika, 1858.* 1 M.
- **Barth,** *Reise durch Kleinasien, 1858.* 3 M.
- **Lejean,** *Ethnographie der Europäischen Türkei (deutscher und französischer Text).* 2 M. (Vergriffen.)
- **Wagner,** *Physikalisch-geographische Skizze des Isthmus von Panama.* 1 M.
- **Petermann** und **Hassenstein,** *Ost-Afrika zwischen Chartum und dem Roten Meer.* [illegible]

II. Ergänzungsband (1862–1863). 10.00 M.

- **Petermann** und **Hassenstein,** *Inner-Afrika: Originalkarte* [illegible] *1860, Kordofan 1859, Bahr-el-Abiad 1860.* 2 M.
- *Inner-Afrika. Bahr-el-Ghasal; Land und Volk der Bongo; Heuglins Reise* [illegible] *1862.* 2 M.
- *Inner-Afrika: Antinoris Reise zum Lande der Djur; Heuglins Reise* [illegible]. 2 M.
- *Inner-Afrika: Munzinger in den Keren; Reisen von Heuglin, Munzinger, Steudner.* 4.90 M.

III. Ergänzungsband (1862–1864). 13.20 M.

- **Hassfeld** und **Tschudi,** *Minas Geraes.* 3 M.
- **Kořistka,** *Die Hohe Tatra in den Zentral-Karpathen.* 3 M.
- **Heuglin, Kinzelbach, Munzinger, Steudner,** *Die Deutsche Expedition in Ost-Afrika 1861 und 1862.* 4.60 M.
- **Richthofen,** *Die Metallproduktion Kaliforniens und der angrenzenden Länder.* 1.60 M.
- **Heuglin,** *Die Tinnesche Expedition im westlichen Nil-Quellgebiet, 1863 und 1864.* 2 M.

IV. Ergänzungsband (1865–1867). 13.20 M.

- **Petermann,** *Spitzbergen und die arktische Zentral-Region.* 2 M.
- **Payer,** *Die Adamello-Presanella-Alpen.* 2 M.
- **Payer,** *Die Ortler-Alpen, Suldengebiet.* 2 M. (Vergriffen.)
- **Behm,** *Die modernen Verkehrsmittel: Dampfschiffe, Eisenbahnen, Telegraphen.* 2.80 M. (Vergriffen.)
- **Tschihatschef,** *Reisen in Kleinasien und Armenien 1847–1863.* 4.40 M.

V. Ergänzungsband (1867–1868). 14.80 M.

- **Spörer,** *Nowaja Semlä in geographischer, naturhistorischer und volkswirtschaftlicher Beziehung.* 3.60 M.
- **Fritsch,** *Drei Jahre in Süd-Afrika* [illegible]. 3.60 M.
- **Payer,** *Die westlichen Ortler-Alpen (Trafoier-Gebiet).* 2.00 M. (Vergriffen.)
- **Jäger,** *Die Transvaalsche Republik.* 2.40 M. (Vergriffen.)
- **Rohlfs,** *Reise durch Nord-Afrika von Tripoli nach Kuka.* 3 M.

VI. Ergänzungsband (1869–1871). 18 M.

- **Lindeman,** *Die arktische Fischerei der deutschen Seestädte 1620 bis 1868.* 4.80 M.
- **Payer,** *Die südlichen Ortler-Alpen.* 2.40 M.
- **Koldewey** und **Petermann,** *Die erste Deutsche Nordpolar-Expedition, 1868.* 2 M.
- **Petermann,** *Australien in 1871. Mit geographisch-statistischem Kompendium von Meinicke.* 1. Abt. 4.00 M. (Vergriffen.)

VII. Ergänzungsband (1871–1872). 17.80 M.

- **Petermann,** *Australien in 1871. Mit geographisch-statistischem Kompendium von Meinicke.* 2. Abt. 8.00 M. (Vergriffen.)
- **Payer,** *Die zentralen Ortler-Alpen, Martell etc.* 2 M.
- **Sonklar,** *Die Zillerthaler Alpen.* 3.60 M. (Vergriffen.)
- **Behm** und **Wagner,** *Die Bevölkerung der Erde. I.* 2.40 M. (Vergriffen.)
- **Rohlfs,** *Reise durch Nord-Afrika von Kuka nach Lagos.* 4.00 M.

VIII. Ergänzungsband (1873–1874). 14.00 M.

- **Behm** und **Wagner,** *Die Bevölkerung der Erde. II.* 5 M. (Vergriffen.)
- **Rohlfs,** *Drei Vorträge über den Erdball.* 1 M.
- **Mauch,** *Reisen im Innern von Süd-Afrika, 1865–1872.* 2.00 M. (Vergriffen.)
- **Wojeikof,** *Die atmosphärische Zirkulation.* 3 M.

IX. Ergänzungsband (1875). 17.20 M.

- **Petermann,** *Die südamerikanischen Republiken Argentina, Chile, Paraguay und Uruguay in 1875.* 4.00 M. (Vergriffen.)
- 40. **Waltenberger,** *Die Rhätikon-Kette, Lechthaler und Vorarlberger Alpen.* 3.60 M.
- 41. **Behm** und **Wagner,** *Die Bevölkerung der Erde. III.* 4.40 M.
- 42. **Sewerzows** *Erforschung des Thian-Schan-Gebirgs-Systems 1867.* I. Hälfte. 4.40 M.

X. Ergänzungsband (1875–1876). 15.40 M.

- 43. **Sewerzows** *Erforschung des Thian-Schan-Gebirgs-Systems 1867.* II. Hälfte. 4.30 M.
- 44. **Czernik** *Technische Studien-Expedition durch die Gebiete des Euphrat und Tigris.* I. Hälfte. 4 M.
- 45. **Czernik** *Technische Studien-Expedition durch die Gebiete des Euphrat und Tigris.* II. Hälfte. 3 M.
- 46. **Bretschneider,** *Die Pekinger Ebene und das benachbarte Gebirgsland.* 2.20 M.
- 47. **Haggenmachers** *Reise im Somali-Lande.* 1.80 M.

XI. Ergänzungsband (1876–1877). 17 M.

- 48. **Czerny,** *Die Wirkung der Winde auf die Gestaltung der Erde.* 2.20 M.
- 49. **Behm** und **Wagner,** *Die Bevölkerung der Erde. IV.* 5 M.
- 50. **Zöppritz,** *Programmierte Reisen im Nilgebiet.* I. Hälfte. 2.80 M.
- 51. **Zöppritz,** *Programmierte Reisen im Nilgebiet.* II. Hälfte. 3 M.
- 52. **Forsyth,** *Ost-Turkestan und das Pamir-Plateau.* 5 M.

XII. Ergänzungsband (1877–1878). 16 M.

- 53. **Przewalskys** *Reise an den Lob-Nor und Altyn-Tag, 1876 bis 1877.* 2 M.
- 54. *Die Ethnographie Russlands, nach A. F. Rittich.* 4 M.
- 55. **Behm** und **Wagner,** *Die Bevölkerung der Erde. V.* 6 M.
- 56. **Credner,** *Die Deltas.* 4 M.

XIII. Ergänzungsband (1879–1880). 17 M.

- 57. **Soetbeer,** *Edelmetall-Produktion.* 5.00 M.
- 58. **Fischer,** *Studien über das Klima der Mittelmeerländer.* 4 M.
- 59. **Rein,** *Die Naturreiche von Japan.* 3.20 M.
- 60. **Lindeman,** *Die Seefischerei.* 5 M.

XIV. Ergänzungsband (1880–1881). 17.00 M.

- 61. **Rivoli,** *Die Serra de Estrella.* 2 M.
- 62. **Behm** und **Wagner,** *Die Bevölkerung der Erde. VI.* 5 M.
- 63. **Mohn,** *Die Norwegische Nordmeer-Expedition.* 2 M.
- 64. **Fischer,** *Die Dattelpalme.* 4 M.
- 65. **Berlepsch,** *Die Gotthard-Bahn.* 4.00 M.

XV. Ergänzungsband (1881–1882). 22.00 M.

- 66. **Schreiber,** *Die Bedeutung der Windrosen.* 3.20 M.
- 67. **Blumentritt,** *Versuch einer Ethnographie der Philippinen.* 6 M.
- 68. **Berndt,** *Das Val d'Anniviers und das Bassin de Sierre.* 4 M.
- 69. **Behm** und **Wagner,** *Die Bevölkerung der Erde. VII.* 7.40 M.
- 70. **Bayberger,** *Der Inngletscher von Kufstein bis Haag.* 4 M.

XVI. Ergänzungsband (1883–1884). 19.40 M.

- 71. **Choroschchin** und **v. Stein,** *Die russischen Kosakenheere.* 2.20 M.
- 72. **Schuver,** *Reisen im oberen Nilgebiet.* 4.40 M.
- 73. **Schumann,** *Kritische Untersuchungen über die Zimtländer.* 2.00 M.
- 74. **Drude,** *Die Florenreiche der Erde.* 4.00 M.
- 75. **Lendenfeld,** *Der Tasman-Gletscher und seine Umrahmung.* 5.40 M.

XVII. Ergänzungsband (1884–1885). 21.40 M.

- 76. **Regel,** *Die Entwicklung der Ortschaften im Thüringerwald.* 4.40 M.
- 77. **Stelzner** und **Andreas,** *Die Hochalpenkämme Peruens.* 3 M.
- 78. **Fritsche,** *Ein Beitrag zur Geographie und Lehre vom Erdmagnetismus Asiens und Europas.* 5 M.
- 79. **Mohn,** *Die Strömungen des Europäischen Nordmeeres.* 4.40 M.
- 80. **Boas,** *Baffin-Land. Geographische Ergebnisse einer 1883 und 1884 ausgeführten Forschungsreise.* 5.00 M.

XVIII. Ergänzungsband (1885–1887). 10.80 M.

- 81. **Bayberger,** *Geographisch-geologische Studien aus dem Böhmerwalde.* 4 M.
- 82. **v. Schlagintweit,** *Die Tschifarhan Kimmediases in Nordamerika.* 2.00 M.

[illegible]. **Berndt**, *Der Alpenföhn in seinem Einfluß auf Natur und* [illegible]. 5.60 M.

[illegible]. **Supan**, *Archiv für Wirtschaftsgeographie. I. Nordamerika, 1880 bis 1885.* [illegible] M.

[illegible]. **Radde**, *Aus den Daghestanischen Hochalpen, vom Schahdagh zum Dulty und Bogos.* [illegible] M.

XIX. Ergänzungsband ([illegible]). 17.40 M.

[illegible]. **Credner**, *Die Reliktenseen. I. Teil.* [illegible] M.

[illegible]. **v. Lendenfeld**, *Forschungsreisen in den Australischen Alpen.* 3 M.

[illegible]. **Partsch**, *Die Insel Korfu.* [illegible] M.

[illegible]. **Credner**, *Die Reliktenseen. II. Teil.* [illegible] M.

XX. Ergänzungsband ([illegible]). [illegible] M.

[illegible]. **Blanckenhorn**, *Die geognostischen Verhältnisse von Afrika. I. Teil.* 4 M.

[illegible]. **Michaelis**, *Von Hankau nach Su-tschou* [illegible] *Gansu im mittleren und westlichen China 1879—1880).* [illegible] M.

[illegible]. **Junkers** *Reisen in Zentralafrika 1880—1885. Wissenschaftliche Ergebnisse. I.* [illegible] M.

[illegible]. **Junkers** *Reisen in Zentralafrika 1880—1885. Wissenschaftliche Ergebnisse. II. u. III.* [illegible] M.

[illegible]. **v. Diest**, *Von Pergamon über den Dindymos zum Pontus.* [illegible] M.

XXI. Ergänzungsband ([illegible]). [illegible] M.

[illegible]. **Partsch**, *Die Insel Leukas.* [illegible] M. (Vergriffen.)

[illegible]. **Beschoren**, [illegible] *Rio Grande do Sul.* 5 M.

[illegible]. **Dove**, *Kulturzonen von Nord-Abessinien.* [illegible] M. (Vergriffen.)

[illegible]. **Partsch**, *Kephallenia und Ithaka. Eine geographische Monographie.* [illegible] M. (Vergriffen.)

[illegible]. **v. Höhnel**, *Ostäquatorial-Afrika zwischen Pangani und dem neuentdeckten Rudolf-See.* 4.20 M. (Vergriffen.)

100. **Radde**, *Karabagh.* [illegible] M.

XXII. Ergänzungsband ([illegible]). [illegible] M.

101. **Wagner** und **Supan**, *Die Bevölkerung der Erde. VIII.* [illegible] M.

[illegible]. **Walther**, *Die Adamsbrücke und die Korallenriffe der Palkstraße.* [illegible] M.

[illegible]. **Schnell**, *Das marokkanische Atlasgebirge.* [illegible] M.

[illegible]. **Hettner**, *Die Kordillere von Bogotá.* [illegible] M.

XXIII. Ergänzungsband ([illegible]). [illegible] M.

105. **Mohn** und **Nansen**, *Wissenschaftliche Ergebnisse von Dr. F. Nansens Durchquerung von Grönland 1888.* [illegible] M.

106. **Ruge**, *Die Entwicklung der Kartographie von Amerika bis 1570.* [illegible] M.

107. **Wagner** und **Supan**, *Die Bevölkerung der Erde. IX.* [illegible] M.

108. **Naumann**, *Beiträge zur Geologie und Geographie Japans.* [illegible] M.

109. **Schott**, *Wissenschaftliche Ergebnisse einer Forschungsreise zur See.* [illegible] M.

XXIV. Ergänzungsband (1891—[illegible]). [illegible] M.

110. **Bludau**, *Die Oro- und Hydrographie der preußischen und pommerschen Seenplatte.* [illegible] M.

111. **Baumann**, *Die kartographischen Ergebnisse der Massai-Expedition des Deutschen Antisklaverei-Comités.* [illegible] M.

112. **Radde** und **Koenig**, *Das Ostufer des Pontus und seine kulturelle Entwickelung im Verlauf der letzten 30 Jahre.* [illegible] M.

113. **Sapper**, *Grundzüge der physikalischen Geographie von Guatemala.* [illegible] M.

114. **Futterer**, *Aus dem Stromgebiet des Qysyl-Yrmaq (Halys).* 5 M.

XXV. Ergänzungsband ([illegible]). [illegible] M.

115. **Hassert**, *Beiträge zur physischen Geographie von Montenegro.* [illegible] M.

116. **v. Diest** und **Anton**, *Neue Forschungen im westlichen Kleinasien.* [illegible] M.

117. **Radde** und **Koenig**, *Der Nordfuß des Daghestan und das vorliegende Tiefland bis zur Sulak.* [illegible] M.

118. **Stahl**, *Reisen in Nord- und Zentral-Persien.* 4.40 M.

119. **Futterer**, *Die allgemeinen geologischen Ergebnisse der neueren Forschungen in Zentral-Asien und China.* 4.40 M.

XXVI. Ergänzungsband ([illegible]). [illegible] M.

120. **Dove**, *Deutsch-Südwest-Afrika.* [illegible] M.

121. **Meyer**, *Erfrischungsgeschichte und Beobachtungen* [illegible] *mit Berücksichtigung* [illegible] *und wirtschaftlichen Verhältnisse.* [illegible] M.

122. **Stahl**, *Zur Geologie von Persien. Geognostische Beschreibung des nördlichen und Zentral-Persien.* 7.40 M.

123. **Harzer**, *Über geographische Ortsbestimmungen* [illegible] *Instrumente.* [illegible] M.

124. **Supan**, *Die Verteilung des Niederschlags auf der festen Erdoberfläche.* 7.10 M.

XXVII. Ergänzungsband ([illegible]). [illegible] M.

125. **v. Diest**, *Von Tilsit nach Angora.* [illegible] M.

126. **Radde**, *Wissenschaftliche Ergebnisse der* [illegible] *Expedition* [illegible] *Transkaspien und Nord-Chorassan.* [illegible] M.

127. **Sapper**, *Über Gebirgsbau und Boden des* [illegible] *amerika.* 10 M.

128. **Leonhard**, *Die Insel Kythera. Eine geographische Monographie.* 8.20 M.

129. **Widenmann**, *Die Kilimandscharo-Bevölkerung.* [illegible] M.

130. **Supan**, *Die Bevölkerung der Erde. Periodische Übersicht über neue Arealberechnungen, Gebietsveränderungen, Zählungen und Schätzungen der Bevölkerung auf der gesamten Erdoberfläche. X.* [illegible] M.

XXVIII. Ergänzungsband ([illegible]). [illegible] M.

131. **Hedin**, *Die geographisch-wissenschaftlichen Ergebnisse meiner Reisen in Zentralasien, 1894—1897.* 20 M.

XXIX. Ergänzungsband ([illegible]). [illegible] M.

132. **Richter**, *Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen.* [illegible] M.

133. **Fischer**, *Wissenschaftliche Ergebnisse einer Reise im Atlas-Vorlande von Marokko.* [illegible] M.

134. **Philippson**, *Beiträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt.* 10 M.

135. **Supan**, *Die Bevölkerung der Erde. XI.* [illegible] M.

136. **Halbfaß**, *Beiträge zur Kenntnis der Pommerschen Seen.* [illegible] M.

137. **Spitaler**, *Die periodischen Luftmassenverschiebungen und ihr Einfluß auf die Lageänderungen der Erdachse (Breitenschwankungen).* [illegible] M.

XXX. Ergänzungsband ([illegible]). [illegible] M.

138. **Merker**, *Rechtsverhältnisse und Sitten der Wadschagga.* [illegible] M.

139. **Futterer**, *Geographische Skizze der Wüste Gobi zwischen Hami und Su-tschou.* [illegible] M.

140. **Fitzner**, *Niederschlag und Bewölkung in Kleinasien.* [illegible] M.

141. **Schaffer**, *Cilicia.* [illegible] M.

142. **Blum**, *Die Entwicklung der Vereinigten Staaten von Nordamerika.* [illegible] M.

143. **Futterer**, *Geographische Skizze von* [illegible]. [illegible] M.

144. **Arctowski**, *Die antarktischen Eisverhältnisse.* [illegible] M.

XXXI. Ergänzungsband ([illegible]). [illegible] M.

145. **Voß**, *Beiträge zur Klimatologie der südlichen Staaten von Brasilien.* [illegible] M.

146. **Supan**, *Die Bevölkerung der Erde. XII.* [illegible] M.

147. **Fischer**, *Der Ölbaum.* [illegible] M.

148. **Stavenhagen**, *Skizze der Entwicklung und des Standes des Kartenwesens des außerdeutschen Europa.* 10 M.

XXXII. Ergänzungsband (1904—1906). [illegible] M.

149. **Merzbacher**, *Vorläufiger Bericht über eine in den Jahren 1902 und 1903 ausgeführte Forschungsreise in den zentralen Tian-Schan.* [illegible] M.

150. **Machatschek**, *Der Schweizer Jura.* [illegible] M.

151. **Sapper**, *Über Gebirgsbau u. Boden des* [illegible]

152. **Thoroddsen**, *Island. I.* 10 M.

153. **Thoroddsen**, *Island. II.* 12 M.

XXXIII. Ergänzungsband.

154. **Auler Pascha**, *Die Hedschasbahn.* [illegible] M.

155. **Oestreich**, *Die Täler des nordwestlichen Himalaya.* [illegible] M.

Dr. A. Petermanns Mitteilungen

aus

Justus Perthes' Geographischer Anstalt.

Herausgegeben von

Prof. Dr. A. Supan.

Ergänzungsheft Nr. 157.

Die Niederschlagsverhältnisse von Südamerika.

Von

Ernst Ludwig Voß.



GOTHA: JUSTUS PERTHES.

1907.

Preis 6 Mark.

Als Beiträge für diese Zeitschrift

werden *Abhandlungen*, *Aufsätze*, *Notizen*, *Literaturberichte* und *Karten* in ausgeführter Zeichnung oder skizziert, welche sich auf die Gebiete der Geophysik, Anthropogeographie, speziellen Länderkunde, astronomischen Geographie, Meteorologie, Nautik, Geologie, Anthropologie, Ethnographie, Staatenkunde und Statistik beziehen, erbeten. Ganz besonders sind verläßliche Notizen oder briefliche Berichte aus den *außereuropäischen* Ländern, wenn auch noch so kurz, nicht nur von Geographen von *Fach*, sondern auch von offiziellen Personen, Konsuln, Kaufleuten, Marine-Offizieren und Missionaren, durch welche uns bereits so wertvolle und mannigfaltige Berichte zugegangen sind, stets willkommen.

Reisejournale zur Einsicht und Benutzung, sowie die bloßen *unberechneten Elemente astronomischer, hypsometrischer und anderer Beobachtungen* und *Nachrichten über momentane Ereignisse* (z. B. Erdbeben, Orkane), sowie über *politische Territorialveränderungen* usw. werden stets dankbar entgegengenommen. Ferner ist die Mitteilung *gedruckter*, aber seltener oder schwer zugänglicher *Karten*, sowie *außereuropäischer*, geographische Berichte enthaltender *Zeitungen* oder anderer mehr ephemerer *Flugschriften* sehr erwünscht. — Für den Inhalt der Artikel sind die Autoren verantwortlich.

Die Beiträge sollen womöglich in deutscher Sprache geschrieben sein, doch steht auch die Abfassung in einer andern Kultursprache ihrer Benutzung nicht im Wege.

Originalbeiträge werden pro Druckbogen für die Monatshefte mit *68 Mark*, für die Ergänzungshefte dementsprechend mit *51 Mark*, **Übersetzungen** oder **Auszüge** mit der *Hälfte dieses Betrags*, **Literaturberichte** mit *10 Pf.* pro Zeile in Kolonel-Schrift, jede für die „Mitteilungen" geeignete **Originalkarte** gleich einem Druckbogen mit *68 Mark*, **Kartenmaterial** und **Kompilationen** mit der *Hälfte dieses Betrags* honoriert. In außergewöhnlichen Fällen behält sich die Redaktion die Bestimmung des Honorars für Originalkarten *vor*.

An *Verlagsbuchhandlungen* und *Autoren* richten wir die Bitte um Mitteilung ihrer Verlagsartikel bzw. Werke, Karten oder Separatabdrücke von Aufsätzen mit Ausschluß derjenigen lediglich schulgeographischen Inhalts behufs Aufnahme in den Literatur- oder Monatsbericht, wobei wir jedoch im vorhinein bemerken, daß über Lieferungswerke erst nach Abschluß derselben referiert werden kann.

Für die Redaktion: **Prof. Dr. A. Supan.** **Justus Perthes' Geographische Anstalt.**

DR. A. PETERMANNS

MITTEILUNGEN

AUS

JUSTUS PERTHES' GEOGRAPHISCHER ANSTALT.

HERAUSGEGEBEN

VON

PROF. DR. A. SUPAN.

Ergänzungsband XXXIII (Heft 154—157).

Inhalt:

GOTHA: JUSTUS PERTHES.

1907.

Die
Niederschlagsverhältnisse
von
Südamerika.

Von

Ernst Ludwig Voß.

Mit 19 Karten auf 2 Tafeln.

(ERGÄNZUNGSHEFT No. 157 ZU »PETERMANNS MITTEILUNGEN«).

GOTHA: JUSTUS PERTHES.
1907.

Vorrede.

Während meiner Tätigkeit als Assistent der meteorologischen Abteilung der Commissão Geographica e Geologica des Staates São Paulo (Brasilien), hatte ich Gelegenheit, eine bedeutende Menge klimatologischer Daten aus den verschiedensten Gegenden Brasiliens zu sammeln, und dieses erweckte in mir die Absicht, eine Klimatographie von Brasilien zu schreiben. Da ich hierbei indessen gezwungen war, auch die Daten der Nachbarländer zu berücksichtigen, hielt ich es für angebracht, sogleich ganz Südamerika zu bearbeiten, falls es mir gelingen sollte, mir alles notwendige Material zu beschaffen. Dieses war aber bedeutend schwieriger, als ich es mir anfänglich vorgestellt hatte. Am leichtesten wurde es mir, die Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen in Argentinien zu erhalten. Herr G. A. Davis, Direktor der Oficina Meteorologica Argentina zu Córdoba kam mir darin in äußerst liebenswürdiger Weise entgegen, indem derselbe mir nicht nur verschiedene Publikationen der ihm unterstellten Gesellschaft zusandte, sondern mir auch im Manuskript eine große Menge klimatologischer Daten überließ. In Chile war die Sache nicht so einfach. Von den dort bestehenden Observatorien war fast nichts zu erhalten, und erst, nachdem Herr Dr. C. Martin in Puerto Montt sich mir mit Rat und Tat zur Seite stellte, hatte ich auch hier Erfolg. In Uruguay, Peru und Bolivien waren die amtlichen Behörden in jeder Beziehung entgegenkommend, während bei den nördlichen Staaten alle Bemühungen vergeblich waren, mit Ausnahme von British Guyana, von wo mir das Gouvernement eine Menge Material übersandte, und Venezuela, wo sich Herr H. Jagenberg in Caracas erfolgreich für mich verwandte. All den erwähnten Herren gestatte ich mir an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank auszusprechen für das liebenswürdige Entgegenkommen.

Im Laufe der letzten fünf Jahre hat sich das klimatologische Material über Südamerika derartig angesammelt (ich verfüge zur Zeit über mehrere Hundert größerer Arbeiten, Abhandlungen, Boletins, Manuskripte, Annuarios usw.), daß ich für die Ausarbeitung einer Klimatographie des ganzen Kontinentes noch mehrere Jahre gebrauchen würde. Ich habe mich deshalb, wenn auch schweren Herzens, entschlossen, vorerst einen Teil, und zwar die Regenverhältnisse, zu bearbeiten, wovon ich die Resultate hiermit der Öffentlichkeit übergebe. In mancher Beziehung habe ich mich angelehnt an die Arbeit Supans: »Die Verteilung der Niederschläge auf der festen Erdoberfläche«, Gotha 1898. Wo dieses nicht möglich war, habe ich die Einrichtung der Tabellen aus Meyers »Anleitung zur Bearbeitung meteorologischer Beobachtungen für die Klimatologie«, Berlin 1891, Hanns »Klimatologie«,

2. Auflage, sowie »Maryland Weather Service«, 1899, entnommen. Besonders das zuletzt genannte Werk erschien mir als Muster für meine Arbeit in mancher Beziehung vortrefflich geeignet.

In meinen »Beiträgen zur Klimatologie der südlichen Staaten von Brasilien«, Gotha 1903, ließ ich das meteorologische Jahr mit dem Monat Dezember beginnen; in vorliegender Arbeit behielt ich diesen Modus nicht bei, da mir sonst die Benutzung des umfangreichen Materials erschwert worden wäre; ich hatte nämlich herausgefunden, daß ich verschiedene Male den Januar an die Stelle des Dezember gesetzt hatte. Ebenso ließ ich in den Tabellen der monatlichen Regenmengen die Reduktion der letzteren auf die gleiche Monatslänge von 30 Tagen fallen. Statt, wie Supan, die Angabe der Beobachtungsjahre den Tabellen der Monatssummen als Fußnoten beizufügen, habe ich dieselben mit den geographischen Koordinaten der verschiedenen Orte zu einem alphabetischen Verzeichnis zusammengestellt. Ich hielt dieses in vorliegendem Falle für praktischer, da einzelne Stationen in mehreren Tabellen vorkommen und es jedenfalls leichter ist, einen Ort im alphabetischen Verzeichnis zu finden als in den nach Ländern und Provinzen geordneten Tabellen der Monatssummen. Von einer gewissen Anzahl von Beobachtungsstationen war es mir leider nicht möglich, die Beobachtungsjahre zu ermitteln; vor allem gibt Dr. Josef Chavanne in seiner Arbeit über »Die Temperatur und Regenverhältnisse Argentiniens«, Buenos Aires 1902, von keiner einzigen Station die Jahre an, denen die Daten entstammen. Auch Draenert hat dieses in verschiedenen Arbeiten unterlassen, so besonders in seiner »Climatologia do Brazil« und anderen Abhandlungen.

In bezug auf das am Schlusse dieser Arbeit enthaltene Literaturverzeichnis möchte ich noch erwähnen, daß ich dabei in mancher Beziehung über den sonst üblichen Rahmen hinausgegangen bin; so habe ich z. B. bei Aufzählung der Publikationen des Observatoriums von Rio de Janeiro eine kurze Geschichte desselben gegeben und auch von anderen Werken den Inhalt derselben etwas ausführlicher besprochen. Ich tat dieses, um gewissermaßen eine Skizze des gegenwärtigen Standes des meteorologischen Dienstes in Südamerika zu geben, weiter aber auch, um einiges Interessante aus der Entwicklung des meteorologischen Dienstes daselbst der Vergessenheit zu entreißen. Um auch einmal eine Übersicht über die gesamte meteorologische und klimatologische Literatur Südamerikas zu schaffen, habe ich auch Arbeiten angeführt, die zu meiner Arbeit nicht in direkter Beziehung stehen, z. B. solche, die sich nicht mit Regen, wohl aber mit anderen Elementen befassen.

Inhaltsverzeichnis.

Tabellen.

Karten.

Alphabetisches Verzeichnis der Regenstationen

mit Angabe der geographischen Lage (L. = W. v. Greenwich) und Seehöhe. Die Zusammensetzungen mit Estación, Estancia, Puerto, Punta, St, San, São, Santa, General, Monte, Isla, Villa usw. sind in der Regel ihrem Hauptnamen aufgeführt.

Nr.	Name der Station	Breite S	Länge W. v. Gr.	Höhe m	Literaturnachweis	Zahl der Beobachtungsjahre
		° ′ ″	° ′ ″			
1	Acha, General	37 21 54	64 32	221	Chavanne	2
2	Alexandra	25 33	48 31	12	M. Z. 1904	12 (90—93, 95—03)
3	Alto da Serra	23 46	46 17	800	Voß	30 (1870—99)
4	Alto Parnahyba	6	43 30	124	Supan	1
5	Alvarez	33 8 30	60 44 42	49	Chavanne	3
6	Alvear, General	35 59 48	59 48 42	70	derselbe	4
7	Ancud	41 51	73 50	48	C. Martin, Manuscript 2½ (1873—75), Anuario della Marina 3¾ (1901—03)	6¼
8	Andalgala	27 29	66 26	1000	Of. Met. Arg. Manuscript	5 (1896—1900)
9	Anjeles, Punta	33 1 5	71 38 5	41	Supan 5; Anuario della Marina 5 (1899—1903)	10
10	Anna, Eston Sta (Uruguay, Departement Salto)				Resumen Uruguay	5 (1895—99)
11	Anna do Sobradinho, Sta	9 26	40 47	321	Draenert, Clima do Brasil	3½
12	Antioquia	6 36 N	76 6	570	Supan	2
13	Antonio, San	9 6	46	0	derselbe	1 (1873)
14	Antonio de Areco, San	34 12 42	59 28	35	Chavanne	9
15	Aparicio	38 30 12	60 54 12	112	derselbe	5
16	Aracaju	10 55	37 4	4	Carta Maritima do Brasil	3½ (1900—03)
17	Arecaty Cataguazes	21 31	42 34	168	Draenert M. Z. 1897	1⅓
18	Arenas, Punta	53 12	70 54	17	Supan (1853—72; M. Z. 1900, S. 376, 1888—96)	17
19	Arequipa	16 24	71 30	2360	Peruvian Meteorology 1¾ (1888—90); M. Z. 1901, 1 (1900)	2¾
20	Arias	33 40	62 29	123	Chavanne	2
21	Armstrong	32 49 30	61 33 12	119	derselbe	6
22	Arrecifes	34 4	60 5	42	derselbe	3
23	Asunción	25 17	57 50	100 (?)	Of. Met. Arg. Manuscript	5 (1892—96)
24	Ayacucho	37 6	58 30		Supan	8¼ (81-84, 87, 89-92)
25	Azul	36 45	59 50	138	Of. Met. Arg. Manuscript	9 (1888—96)
26	Bahia	12 58	38 30	65	Revista Imperial Rio de Janeiro	10 (83-89, 97-1900)
27	Bahia Blanca	38 45	62 11	15	Of. Met. Arg. Manuscript	31 (60-82, 89-96)
28	Balcarce	37 48 18	58 24 12	109	Chavanne	6
29	Ballesteros	32 32 48	62 57 48	162	derselbe	7
30	Barodero	33 48 54	59 28 48	30	derselbe	3
31	Barbazena	21 13	43 10	1160	Draenert: M. Z. 1902, S. 406	6
32	Barracas al Sud	34 40 6	58 22 54	6	Chavanne	4
33	Belgrano, General	35 42	58 27	25	derselbe	15
34	Bello Horizonte				Draenert: M. Z. 1897, S. 405	1⅔
35	Bento das Lages, São	12 37	38 40	65	Draenert: O Clima do Brasil	5
36	Bernasconi	37 54 30	63 43 6	163	Chavanne	2
37	Berraondo	38 24 18	62 45 30	140	derselbe	2
38	Blumenau	26 56	49 3	29	Draenert: Clima v. Blumenau; Voß: M. Z. 1904, S. 169	28
39	Bogotá	4 7 N	74 18	2660	Supan	$3\frac{11}{12}$ (1848—50)
40	Bogotá, Hochebene von				derselbe	10
41	Bolivar	36 13 12	61 8 18	90	Chavanne	4

Nr.	Name der Station	Breite S	Länge W. v. Gr.	Höhe m	Literaturnachweis	Zahl der Beobachtungsjahre
		° ′ ″	° ′ ″			
42	Botucatú	22 50	48 25	800	Voß	6 (1893—98)
43	Bragado	35 3 36	60 28 48	57	Chavanne	4
44	Bragança	23 5	46 36	840	Voß	10 (1889—98)
45	Brandzen	35 6 42	58 10 18	17	Chavanne	4
46	Brown, Almirante	34 48	58 24 6	24	derselbe	4
47	Buenos Aires	34 37	58 22	22	Of. Met. Arg. Manuscript	36 (1861—96)
48	Burnside	5 54 N	56 24	?	Supan 5 (1890—94), Annales du Bureau Centr. Met. de France 5 (1895—99)	10
49	Cachari	36 20 6	59 25 48	75	Chavanne	10
50	Cachi	25 5	66 14	2300	derselbe	4
51	Cadeado	25 24	48 55	600	M. Z. 1904, S. 289	12$\frac{5}{12}$ (90-93, 95-03)
52	Caldera	27 3 25	70 52 40	28	Anuario della Marina	4$\frac{1}{4}$ (1899—1903)
53	Campana	34 9 48	58 57 42	5	Chavanne	4
54	Campinas	22 58	47 7	660	Voß	10 (1890—99)
55	Cañada de Gomez	32 50 18	61 21	84	Chavanne	7
56	Canals	33 33 48	62 55 12	123	derselbe	2
57	Cannelas	35 30	58 44 48	35	derselbe	6
58	Capilla del Monte	30 55 54	64 38	995	derselbe	2
59	Capilla del Senhor	34 16 12	59 7	29	derselbe	5
60	Caracas	10 30 N	66 54	927	Supan 4 (1860, 68—70), La Restauracion Lib. Caracas 19, VIII, 1903, 12 (1891-1902)	16
61	Carcaraña	32 49	61 8	56	Of. Met. Arg. Manuscript	6 (1889—94)
62	Carlos Keen	34 28 42	59 13 12	39	Chavanne	4
63	Carranza, Punta	35 36	72 38	33	Anuario della Marina	3 (1901—03)
64	Cartagena	10 24 N	75 30		Supan 3, Annales du Bureau Centr. Met. de France 3 (1897—99)	6
65	Caseros, Monte	30 14	57 38	68	Of. Met. Arg. Manuscript	4 (1893—96)
66	Castelli	36 5 30	57 57 48	10	Chavanne	4
67	Castro	32 12 24	61 30 30	59	derselbe	2
68	Catamarca	28 28	65 55	529	Of. Met. Arg. Manuscript	16 (1881—96)
69	Catherina Sophia	5 48	56 36		Supan	4$\frac{5}{6}$
70	Cayenne	4 54 N	52 18		Supan 38; Annales du Bureau Centr. Met. de France 3 (1897—99)	41
71	Ceará, Fortaleza	3 42 58	38 30		Supan 28; Carta Maritima do Brasil 2$\frac{1}{2}$ (1900—03)	30$\frac{1}{2}$
72	Ceres	29 55	62	88	Of. Met. Arg. Manuscript	4$\frac{1}{4}$ (1896—1900)
73	Chacabuco	34 34 48	60 27 18	70	Chavanne	5
74	Chañaral, Isla	29 0 50	71 36 40	48	Anuario della Marina	4$\frac{3}{4}$ (1898—1903)
75	Chañares	32 9 30	63 26 42	250	Chavanne	5
76	Chascomús	35 32 30	58 3	18	derselbe	12
77	Chelforó	39 3	66 33	172	derselbe	2
78	Chilecito	29 8	67 39	1078	derselbe	2
79	Chivilcoy	34 53	59 59	56	derselbe	7
80	Chosica	11 51	76 45	2012	Peruvian Meteorology	1$\frac{5}{12}$(V, 1889-IX, 90)
81	Chos Malal	37 27	69 50	866	Of. Met. Arg. Manuscript	5 (1892—96)
82	Chubut, siehe Rawson					
83	Clorinda, Villa	25 18	57 46	90	Chavanne	2
84	Cochabamba	17 28	65 52	2550	Supan	4 (1882—85)
85	Cochinoca	22 53 4	65 59	3650	Chavanne	2
86	Colón	33 51	61 11	91	derselbe	4
87	Conceição de Itanhean	24 11	46 46		Voß	5 (1895—99)
88	Concepción, Villa	28 4	55 33	90	Of. Met. Arg. Manuscript	3 (1892—94)
89	Concordia	31 23	58 4	60	dieselbe	22 (1875—96)
90	Concordia, Estancia	33 30	58 18		Supan 14 (1882—95), Resumen Uruguay 4 (1896-99)	18
91	Conesa	33 34 24	60 21 6	56	Chavanne	4
92	Constitución, Villa	33 12 42	60 21 6	25	derselbe	3
93	Cook, Puerto	54 23 24	63 47 6	12	derselbe	11
94	Copiapó	27 0	70 18	25	Supan	4
95	Coquimbo, s. Tortuga Pta					5
96	Córdoba	31 25	64 13	437	Of. Met. Arg. Manuscript	26 (1873—98)
97	Corrientes	27 28	58 50	78	dieselbe	21 (1876—96)
98	Cruz, Santa	22 56	43 40	26	Annuario Rio de Janeiro	3 (1887—89)
99	Cuadro Nacional	34 30 42	68 33 24	684	Chavanne	2

Nr.	Name der Station	Breite S	Länge W. v. Gr.	Höhe m	Literaturnachweis	Zahl der Beobachtungsjahre
		° ′ ″	° ′ ″			
100	**Cunha**	23 0	44 58	1000	Voß	8 (1891, 1893—99)
101	**Curityba**	25 28	49 21	900	M. Z. 1904, S. 291	19½
102	**Curuzu Cuatia**	30	58 12		Supan	$2\frac{5}{12}$ (1880—82)
103	**Cuyabá**	15 36	56 6	235	Supan 4; Anuario Rio de Janeiro 2 (1901/02)	6
104	**Del Carril**	35 26 48	59 32 30	37	Chavanne	4
105	**Diamantina**				Draenert: M. Z. 1902, S. 406	1
106	**Dique San Roque**	31 24 48	64 25 3	626	Chavanne	3
107	**Dorrego, Coronel**	38 33 36	61 19 42	114	derselbe	4
108	**Dungeness**	52 23 55	68 25 10	3	Anuario della Marina	1¼ (X, 1902/XII, 03)
109	**Elisa**	32 42 6	61 29 30	101	Chavanne	4
110	**El Trebol**	32 13 42	61 42 12	90	derselbe	4
111	**Epupel**	37 35 42	64 19 48	178	derselbe	2
112	**Ernestina**	35 16	59 32	32	derselbe	2
113	**Esquina**	30 2	59 24 8	40	derselbe	4
114	**Estados, Isla de los**	54 2	63 47		Of. Met. Arg. Manuscript	10 (1886—95)
115	**Evangelistas, Islote de los**	52 24	75 6	53	Anuario della Marina	5 (1899—1903)
116	**Faique**	3 45	79 35	838	M. Z. 1898	1 (1897)
117	**Fé, Santa**	31 40 2	60 42 24	20	Chavanne	5
118	**Fernando, San**	34 27 30	58 35	7	derselbe	4
119	**Fisherton**	32 56 30	60 41 48	24	derselbe	8
120	**Florianopolis**	27 35 36	48 34 5	4	Carta Maritima de Brasil	2½ (1901—03)
121	**Formosa**	26 12	58 6	84	Of. Met. Arg. Manuscript	14 (1879—92)
122	**Francisco, San**	31 25 48	62 3 12	116	Chavanne	2
123	**Fr. Varela**	34 48 36	58 16 48	23	derselbe	4
124	**Fuentes**	33 10 30	61 2 42	68	derselbe	3
125	**Galera, Punta**	40 15	73 44 2	38	Anuario della Marina	5 (1899—1903)
126	**Gallegos, Puerto**	51 39	69 13 24	20	Chavanne	2
127	**Galvez**	32 2	61 12 36	55	derselbe	4
128	**Garruchos**	28 16	55 38	88	Of. Met. Arg. Manuscript	8 (1888—95)
129	**Georgetown**	6 48 N	58 12		Supan 33½ (1846—84); Report of the Botanic Gardens and their work 1901/02, Georgetown 17 (1885—1901)	50½
130	**German, San**	38 19 12	62 55 30	176	Chavanne	2
131	**Gerónimo, San**	31 2 42	64 34 36	1157	derselbe	2
132	**Giles**	34 26 48	59 25 42	52	derselbe	4
133	**Gongo Soco**	?	?		Draenert (?)	?
134	**Gonzalvez Chaves**	38 2 18	60 3 48	196	Chavanne	9
135	**Goya**	29 9	59 16	64	Of. Met. Arg. Manuscript	21 (1876—91)
136	**Gregoris, San** (Uruguay, Dep. Tacuarembo)				Resumen Uruguay	5 (1895—99)
137	**Groningen**	5 47 N	55 52		Met. Jaarboek Utrecht	2½ (1896—98)
138	**Guadelupe** (Uruguay, Dep. Canelones)			45	Resumen Uruguay	4¾ (1895—99)
139	**Gualeguay**	33 8 18	59 27 54	15	Chavanne	2
140	**Guerrero**	35 57 18	57 51 30	9	derselbe	6
141	**Guido, General**	36 38 12	57 49 18		derselbe	4
142	**Hayes, Villa**	25 3	57 40		Of. Met. Arg. Manuscript	5 (1875—79)
143	**Hernandarias**	31 14	59 40	58	dieselbe	8 (1877—84)
144	**Huerta Grande**	31 7 12	64 33 4	985	Chavanne	2
145	**Ignacio Caylloma, San**	15 10	71 50	3960	Peterm. Mitt. 1903	
146	**Iguape**	24 42	47 32	7	Voß	19 (90-92, 1895-01)
147	**Independencia** (Uruguay, Dep. Rio Negro)				Resumen Uruguay	5 (1895—99)
148	**Ingenio Esperanza**	24 13	64 48	540	Chavanne	4
149	**Ingleses, Estancia de los**	36 12	58 6		Supan	27 (1858—84)
150	**Iquique**	20 12 5	70 11 3	9	Anuario della Marina	5 (1899—1903)
151	**Isabel, Colonia**	8 45	35 42	229	Draenert: O Clima do Brasil	6½
152	**Isidro, San**	34 29 6	58 32 30	18	Chavanne	4
153	**Itacurubi del Rosario**	24 27	57 2		Anales de la Of. Met. Arg. Tomo XIV	
154	**Itaqui**	29 6	56 27 15		Carta maritima do Brasil	2 (1901—03)
155	**Itatiba**	23 0	46 44	760	Voß	6 (1895—1900)
156	**Jacinto Arauz**	38 2 30	63 24 30	162	Chavanne	2
157	**Jeppener**	35 13 9	58 9 12	16	derselbe	11
158	**João del Rey, São**	21 8	44 13	880	Draenert: M. Z. 1902, S. 406	5½
159	**Joinville**	26 19	48 55	52	Voß	3

Nr.	Name der Station	Breite S	Länge W. v. Gr.	Höhe m	Literaturnachweis	Zahl der Beobachtungsjahre
		° ′ ″	° ′ ″			
160	Jorge, San (Uruguay)	32 42	56 6	122	Supan	12 (1881—92)
161	Jorge, Estancia S. (Argent.)	30 55	64 17	947	Of. Met. Arg. Manuscript	5 (1892—96)
162	José, San (Uruguay, Dep. San José)			39	Resumen Uruguay	5 (1895—99)
163	José de Feliciano, San	30 20	58 48	86	Chavanne	4
164	José, Estancia San	32 30	58		Supan	12 (1883—94)
165	Juan Fernandez, Isla	33 37	78 50	10	Anuario della Marina	3 (1901—03)
166	Juan, San	31 32	68 31	652	Of. Met. Arg. Manuscript	22 (1875—96)
167	Juan, Estancia San	34 49	58 3	12	dieselbe	30 (1867—96)
168	Juarez	37 39 18	59 45 48	216	Chavanne	12
169	Juiz de Fora	21 45	43 18	680	Draenert: M. Z. 1902, S. 109	6
170	Jujuy	24 10 9	65 21 30	1260	Chavanne	2
171	Junin	34 36	60 56	82	derselbe	7
172	Justo, San	34 41	58 34 12	24	derselbe	4
173	Kilda, Est[cia] S[ta] (Uruguay, Dep. Paysandú)				Resumen Uruguay	$4\frac{1}{12}$ (1895—99)
174	Kilometer 22 } Stationen der Drahtseilbahn von			230	Comm. Geogr. São Paulo	3 (1898—1900)
175	Kilometer 25 } Raiz nach Alto da Serra (Brasil)			460	dieselbe	3 (1898—1900)
176	La Banda	27 45 30	64 13 42	189	Chavanne	5
177	La Calera	31 22	64 20	515	derselbe	2
178	La Carlota	37 10	63 50		Of. Met. Arg. Manuscript	3 (1891—93)
179	La Cautiva	33 58 48	64 2 36	193	Chavanne	2
180	Ladario	19 0 24	57 46		Carta Maritima do Brasil	$2\frac{1}{4}$ (1902—04)
181	La Larga	36 44	61 48	128	Chavanne	2
182	La Madrid, General	37 13	61 16	173	derselbe	9 (1888—96)
183	La Merced	11	75 30	775	M. Z. 1900, S. 335	1 (1896)
184	La Paz	16 30	68 9	3690	Boletin Obs. La Paz (1898—1902); Peterm. Mitt. 1903, 1	5 (1898—1902)
185	La Plata	34 54 30	57 56 6	19	Chavanne	15
186	Laprida	37 1 12	60 42 12	185	derselbe	4
187	Las Conchas	34 25 6	58 36 12	5	derselbe	4
188	La Serena	29 54	71 24	25	Supan	4
189	Las Flores	36 0 6	59 2	38	Chavanne	12
190	Las Heras	34 54 36	58 56 48	37	derselbe	4
191	Las Hermanas	33 31 54	60 6 42	35	derselbe	4
192	Las Rosas	32 30 12	61 34 18	100	derselbe	3
193	Lavallo, General	36 24 42	56 56 36	10	derselbe	4
194	Leones	32 40 42	62 16 24	117	derselbe	4
195	Lima	12 3 55	79 30	159	Boletims de la Academia	6 (1893—98)
196	Lincoln	34 52	61 32	90	Chavanne	6
197	Loberia	38 12 48	58 4 48	71	derselbe	5
198	Lobos	35 8	59 3	29	Of. Met. Arg. Manuscript	5 (1892—96)
199	Lomas de Zamora	34 46 6	58 28 54	19	Chavanne	12
200	Lorena	22 44	45 8	535	Comm. Geogr. São Paulo	
201	Lorenzo, San	28 10	58 45	79	Of. Met. Arg. Manuscript	5 (1892—96)
202	Lota, Puerto de	37 5 3	73 11 3	6	Anuario della Marina	$1\frac{1}{4}$ (1899—1900)
203	Lujan	34 32 12	59 5 42	29	Chavanne	4
204	Luis, San	33 19	66 21	759	Of. Met. Arg. Manuscript	4 (1874—77)
205	Luiz de Maranhão, San	2 30	44	13		$4\frac{1}{6}$
206	Magdalena	35 6 48	57 24 30	9	Chavanne	4
207	Mailin	28 35	63 35	82	Of. Met. Arg. Manuscript	3 (1882—84)
208	Maipú	36 51	57 53	17	dieselbe	9 (1888—96)
209	Manaos	3 6	60		Supan	$5\frac{1}{2}$
210	Marcial, San	32 8	58 47	54	Chavanne	3
211	Marcos Juarez	32 42 48	62 4 54	114	derselbe	2
212	Marcos Paz	34 45	58 49 48	31	derselbe	3
213	Mar del Plata	37 59	57 33	17	Of. Met. Arg. Manuscript	9 (1888—96)
214	Maria, Santa	26 41 30	66 3	1940	Chavanne	3
215	Maria, Santa	28 4	55 33	98	derselbe	3
216	Maria, Isla Santa	36 59 5	73 32 5		Anuario della Marina	$4\frac{1}{2}$ (1899—1903)
217	Mariano Acosta	34 39 30	58 45 30	22	Chavanne	4
218	Marmato	5 24 N	75 48		Supan	2
219	Martin, San	34 34 6	58 32 48	19	Chavanne	4
220	Matanzas	34 48	58 36		Of. Met. Argentina	15
221	Mattão	21 34	48 20	551	Comm. Geogr. São Paulo	2 (1900/01)
222	Medellin	6 18 N	75 48	1470	Supan	5
223	Melo (Uruguay, Dep. Cerro Largo)				Resumen Uruguay	$3\frac{3}{4}$ (1896—99)

Nr.	Name der Station	Breite S	Länge W. v. Gr.	Höhe m	Literaturnachweis	Zahl der Beobachtungsjahre
		° ′ ″	° ′ ″			
224	**Mendoza**	32 53	68 50	772	**Of. Met. Arg. Manuscript**	22 (1875—96)
225	**Mercedes (Uruguay)**	33 12	57 48	39	**Supan 11 (1875—85); Resumen Uruguay 4 (1896—99)**	**15**
226	**Mercedes (Argentinien)**	34 35 6	59 25 48	40	**Chavanne**	**4**
227	**Mercedes, Villa**	32 41 36	65 27 54	512	**derselbe**	**2**
228	**Merlo**	34 37 4	58 43 12	16	**derselbe**	**4**
229	**Misionera, Estación**	23 20	59 34		**Of. Met. Arg. Manuscript**	**4 (1896—99)**
230	**Mocha E, Isla**	38 22 12	73 53 44	32	**Anuario della Marina**	**3½ (1899—1902)**
231	**Mocha W, Isla**	38 21 22	73 58 6	18	**dieselbe**	**4$\frac{4}{5}$ (1899—1903)**
232	**Mollendo**	17 5	72	26	**Peruvian Meteorology**	**1⅓ (XII, 1888-V, 90)**
233	**Monte**	35 23 48	58 48	24	**Chavanne**	**6**
234	**Montevideo**	34 54	56 12	8	**Supan 10 (1843—52); Morandi 15 (1882—97)**	**25**
235	**Montt, Puerto**	41 30	73 0	10	**C. Martin, Manuscript** (1862 —73, 1888—1902)	**22**
236	**Moreno**	34 37 42	58 46 42	23	**Chavanne**	**4**
237	**Moron**	34 37 12	58 37 12	22	**derselbe**	**4**
238	**Morretes**	25 28	48 50	8	**M. Z. 1904, S. 291**	12 (86—93, 95—01)
239	**Morteros**	30 46 12	61 59 18	100	**Chavanne**	3
240	**Muerto, Puerto**	32 5	62 22	117	**Of. Met. Arg. Manuscript**	6 (1891—96)
241	**Naposta**	38 21 7	62 12 12	195	**Chavanne**	12
242	**Navarro**	35 0 42	59 16 12	39	**derselbe**	**4**
243	**Necochea**	38 32	58 42	12	**derselbe**	**6**
244	**Nicolas, San**	33 21	60 12	30	**derselbe**	**7**
245	**Niebla, Punta**	39 52 2	73 24 2	43	**Anuario della Marina**	**3$\frac{5}{12}$ (1899, 1901-03)**
246	**Nova Friburgo**	22 17	43 49 2	851	**Anuario Rio de Janeiro; Boletims mensaes do Rio**	**6⅔**
247	**Nueva Palmira**	34 0	58 18		**Supan**	5 (1876—80)
248	**Nueva Roma**	38 32 12	62 36 30	74	**Chavanne**	**2**
249	**Nueve de Julio**	35 24	60 52	77	**derselbe**	**7**
250	**Octubre, 16 de**	43 8	71 20	385	**Of. Met. Arg. Manuscript**	5 (1896—1900)
251	**Olavarria**	36 53	60 16	165	**Chavanne**	**12**
252	**Olga, Villa**	38 39 18	62 21	12	**derselbe**	**2**
253	**Ombú, Estancia**	33 31 12	60 11 30	40	**derselbe**	**6**
254	**Oncativo**	31 56 6	63 43 42	286	**derselbe**	**4**
255	**Orange-Bai**	55 30	68 6	12	**Supan**	**1 (1882/83)**
256	**Oruro**	18 8	67 10	2764 (?)	**Bol. Obs. La Paz, Bd I**	**4 (1885—88)**
257	**Ouro Preto**	20 22	43 36	1145	**Draenert: M. Z. 1902, S. 406**	**4**
258	**Palmas**	26 29	51 53	1160	**M. Z. 1904, S. 292**	**3½ (1886—89)**
259	**Pampa Blanca**	24 16	65	744	**Of. Met. Arg. Manuscript**	**4 (1896—99)**
260	**Pará (Belem)**	1 27	48 29	10	**Supan 7; Draenert: M. Z. 1902, S. 309, 6; Carta Maritima do Brasil 1⅓**	**14⅓**
261	Parahyba do Norte	7 6	34 51	22	**Anuario Rio de Janeiro, Bd 1900,** 3 (1896—98)**; Boletims mensaes do Rio 1⅓** (1900/01)	**4⅓**
262	**Paraiso, El**	33 34	59 58	36	**Of. Met. Arg. Manuscript**	9 (1888—96)
263	**Paramaribo**	5 42 N	55 12		**Supan 26 (1864—89); Met. Jaarboek Utrecht 6½** (1896 —1902)	**32½**
264	**Paramillo de Uspallata**	32 29	69 8	2845	**Of. Met. Arg. Manuscript**	4 (1886—89)
265	**Paraná**	31 44	60 31		**dieselbe**	9 (1875—86, 1896)
266	**Paranaguá**	25 31	38 31	8	**M. Z. 1904, S. 292**	2 (1887—89)
267	**Paulo, São**	23 33	46 38	761	**Voß**	13 (1889—1901)
268	**Paz, General**	35 27 42	58 16 6	22	**Chavanne**	12
269	**Pedro, San**	33 41 48	59 40 6	28	**derselbe**	3
270	**Pehuajó**	35 44 48	61 58 48	80	**derselbe**	4
271	**Pelotas**	31 50	52 24	15	**Voß**	8
272	**Pergamino**	33 52 30	60 32 36	68	**Chavanne**	4
273	**Pernambuco (Recife)**	8 6	34 48	3	**Anuario Rio de Janeiro, Bd** 1900, 26 (1842—61, 1875 —98)**; Carta Maritima Brasil 3½** (1899—1902)	**29½**
274	**Peyrano**	33 31	60 47	69	**Chavanne**	3
275	**Pichinango, Estancia (Uruguay, Dep. Colomia)**				**Resumen Uruguay**	5 (1895—99)
276	**Pigué**	37 36	62 23	238	**Of. Met. Arg. Manuscript**	9 (1888—96)

Nr.	Name der Station	Breite S	Länge W. v. Gr.	Höhe m	Literaturnachweis	Zahl der Beobachtungsjahre
		° ′ ″	° ′ ″			
277	Pilar	34 26	58 53 30	25	Chavanne	4
278	Pilciao	27 36	66 30	856	Of. Met. Arg. Manuscript	14 (1866—79)
279	Pinto	29 16	62 45	88	Chavanne	3
280	Placer, L. en F. de Jong	5 5 N	55 14		Met. Jaarboek Utrecht	1 (1899)
281	Ponta Grossa	25 6	49 5	947	M. Z. 1904, S. 292	3 (1887—89)
282	Popular, Colonia	27 20	59 3	61	Chavanne	3
283	Porto Alegre	30 2	51 10	42	Voß	6
284	Porto Ferreira	21 51	47 27	530	derselbe	10(89—93, 95—99)
285	Posadas	27 19	55 51	126	Chavanne	4
286	Pringles, Coronel	37 54	61 26	255	derselbe	6
287	Queluz	20 40	43 43	1000	Draenert: M. Z. 1897, S. 410	6
288	Quequen	38 30 54	58 38 48	17	Chavanne	4
289	Quilmes	34 42 18	58 15 48	19	derselbe	4
290	Quissaman	22 10		4		3
291	Quito	0 2	78 48	2850	Supan (1864, 1865, 1871, 1878—82, 1895, 1896)	4—7
292	Quixadá					
293	Quixeramobim	5 16	47 5	199	O. A. Derby: Jornal do Commercio von Rio de Janeiro vom 24. März 1906	6 (1897—1902)
294	Raiz da Serra	23 49	46 23	20	Voß	22
295	Ramollo	33 30 42	60 3 42	38	Chavanne	4
296	Ramon Blanca	37 47 12	64 3 24	137	derselbe	2
297	Ramos Otero	37 32 18	58 20	91	derselbe	5
298	Rauch	36 43 18	59 1 42	96	derselbe	7
299	Rawson	43 18	65 5	8	Of. Met. Arg. Manuscript	9 (1880—88)
300	Recife, siehe Pernambuco					
301	Recreo	29 16 48	65 4 12	220	Chavanne	4
302	Rio Claro	22 25	47 39	612	Voß	11 (1889—99)
303	Rio Colorado	40 0	62 40	8	Of. Met. Arg. Manuscript	5 (1888—92)
304	Rio Cuarto	33 7	64 19	436	dieselbe	2 (1881/82)
305	Rio de Janeiro	22 54 26	43 10 21	66	Cruls: O Clima do Rio de Janeiro 40 (1851—90), Anuario do Rio und Boletims mensaes do Rio 10 (1891—1900)	50
306	Rio Grande do Sul	32 2	52 9	17	Draenert: M. Z. 1886, S. 391, 9 Jahre; Carta Maritima do Brasil 4½ (1898—1903)	13½
307	Rioja	29 19	67 10	527	Of. Met. Arg. Manuscript	18 (1875—92)
308	Rio Negro, Colonia (Uruguay, Dep. Tacuarembó)			76	Resumen Uruguay	5 (1895—99)
309	Rio Segundo	31 40 36	63 53 30	344	Chavanne	6
310	Rivas	34 32 48	59 45 48	52	derselbe	2
311	Roça Nova	25 25	49 2	955	M. Z. 1904, S. 289	13(90—93, 95—03)
312	Roca, General	32 44 42	61 53 48	88	Chavanne	6
313	Rodriguez, General	34 33 48	58 55 18	32	derselbe	4
314	Rojas	34 10 42	60 43 18	68	derselbe	4
315	Roldan	32 55 12	60 52 18	41	derselbe	3
316	Roman, San	38 39 12	61 34 48	102	derselbe	5
317	Rondeau	38 14 12	63 4 42	200	derselbe	2
318	Roque Perez	35 20 42	59 21	35	derselbe	5
319	Roque, São	23 32	47 7	794	Voß	6 (1894—99)
320	Roque, San	31 24 6	64 27 12	658	Chavanne	4
321	Rosario	32 57	60 38	29	Of. Met. Arg. Manuscript	22 (1875—96)
322	Rosario, Villa de	31 21	63 26	248	Chavanne	2
323	Saladillo (Rioja)	29 17	67 12	809	Of. Met. Arg. Manuscript	5 (1878—82)
324	Saladillo (Buenos Aires)	35 37	59 45	49	dieselbe	4 (1893—96)
325	Salado	35 46	58 29		dieselbe	13 (1884—96)
326	Salta	24 46	65 24	1202	dieselbe	23 (1873—95)
327	Salto (Argentina)	34 17 48	60 22 18	55	Chavanne	4
328	Salto (Uruguay, Dep. Salto)			55	Resumen Uruguay	4 (1896—99)
329	Santiago de Chile	33 26 42	70 40 35	535	Resumen total de las observaciones met. desde 1860. hasta 1896 por A. Krahnaß	37 (1860—96)
330	Santiago del Estero	27 48	64 16	204	Of. Met. Arg. Manuscript	18 (1873—90)
331	Santos	23 55	46 19	3	Voß	22
332	Sarmiento, General	34 27 48	58 44	28	Chavanne	4

Nr.	Name der Station	Breite S	Länge W. v. Gr.	Höhe m	Literaturnachweis	Zahl der Beobachtungsjahre
		° ′ ″	° ′ ″			
333	Sarmientos	29 6 30	67 40	1125	Chavanne	3
334	Sastre	31 46 24	61 48 30	109	derselbe	4
335	Sauce Corto	37 26 30	61 54 42	238	derselbe	9
336	Sewell, Estancia	35 26	60 10	74	derselbe	3
337	Sommelsdijk	5 51 N	54 52		Met. Jaarboek Utrecht	$1\frac{5}{6}$ (1896/97)
338	Suarez	37 28	61 52	240	Chavanne	2
339	Sucre	19 3	65 24	2800	Peterm. Mitt. 1903	16 (1882—97)
340	Suipacha	34 43 12	59 40 24	47	Chavanne	4
341	Talca	35 24	71 36	105	Supan	4
342	Talcahuano, siehe Tumbes					
343	Tandil	37 17	59 8		Of. Met. Arg. Manuscript	16 (76—82, 88—96)
344	Tapalqué	36 19 42	59 58 30	96	Chavanne	4
345	Tatay	34 16	59 59	58	Of. Met. Arg. Manuscript	6 (1876—81)
346	Tatuhy	23 27	47 46	600	Voß	12 (1889—1900)
347	Taubaté	23 2	45 27	585	derselbe	5 (1895—99)
348	Theophile Ottoni				Draenert: M. Z. 1902, S. 406	2
349	Tinogasta	28 3 42	67 30	1200	Chavanne	2
350	Tornquist	38 3 12	62 12 18	287	derselbe	9
351	Tortuga, Punta	29 56 30	71 21 30	26	Anuario della Marina	5 (1899—1903)
352	Traill	31 53 48	61 44 30	78	Chavanne	3
353	Trenque Lauquen	35 57 54	62 45	96	derselbe	6
354	Tres Arroyos	38 25	60 13 5	100	derselbe	12
355	Trinidad (Uruguay, Dep. Flores)			130	Resumen Uruguay	5 (1895—99)
356	Tucuman	26 50	65 11	449	Of. Met. Arg. Manuscript	24 (1873—96)
357	Tumbes, Punta	36 36 51	73 6 8	91	Anuario della Marina	$3\frac{3}{4}$ (1900—03)
358	Ubatuba	23 26	45 5	5	Voß	3 (1897—99)
359	Ubaraba	19 45	47 53	760	Draenert: M. Z. 1901, S. 385	8
360	Uruguay	32 29	58 14		Of. Met. Arg. Manuscript	2 (1895/96)
361	Ushuaia	54 53	68 34	34	dieselbe	10 (1876—85)
362	Valdivia	39 48	73 18	13	Supan	22 (1852—75)
363	Valparaiso, s. Pta Anjeles					
364	Venado Tuerto	33 46 18	61 59 36	117	Chavanne	4
365	Victoria (Pernambuco)	8 9	35 27	161	Draenert: O Clima do Brasil	7
366	Victoria (Argentina)	34 28 18	58 34 12	12	Chavanne	4
367	Vicuña Mackenna	33 52 48	64 22 6	238	derselbe	2
368	Vidal, Coronel	37 27 21	57 45 42	26	derselbe	9
369	Viedma	40 48	62 58	10	Obs. Met. Arg. Manuscript	3 (1885—87)
370	Villaguay	31 54 12	59 2 6	44	Chavanne	2
371	Villa Occidental	25 6	60 36		Supan	3 (1875—79)
372	Villegas, General	34 42	62 22	117	Chavanne	2
373	Vincente, San	34 59 30	58 20 18	25	derselbe	12
374	Vinconcaya	15 40	71 15	4377	Peruvian Meteorology	$1\frac{1}{2}$ (1888—90)
375	Yporanga	24 35	48 35		Voß	3 (1893—95)
376	Ytu	23 20	47 21	625	derselbe	10 (1891—1900)
377	Yquitos	3 42	73 6	100	Supan	$1\frac{8}{12}$
378	Zárate	34 5	58 59	26	Chavanne	5

Regenzonen in Südamerika.

Betrachten wir Südamerika in Hinsicht auf die Verteilung der Niederschlagssummen, der Niederschlagshäufigkeit, der Schwankung der monatlichen Regenmengen oder endlich der Verteilung des Regens auf die Jahreszeiten, so fallen uns gewisse Zonen auf, die in allen Fällen ein ziemlich gleichmäßiges Verhalten aufweisen und mit mehr oder weniger genauer Begrenzung wieder auftreten. Am deutlichsten tritt dies hervor bei der Verteilung des Niederschlags im Jahresmittel; und zwar springen da vor allem folgende Zonen in die Augen: 1. das Stromgebiet des Amazonas und seiner Nebenflüsse, 2. das Gebiet der Staaten Piauhy, Ceará und Parahyba, 3. Mittel- und Süd-Brasilien, 4. die Peru, Nord-Chile, West-Argentinien und Patagonien umfassenden Gebiete, und 5. Süd-Chile. Wir werden im Laufe der Betrachtungen wiederholt finden, daß diese genannten fünf Zonen stets eine gewisse Eigentümlichkeit bewahren und die Hauptzüge des Gesamtbildes liefern.

Das erstgenannte Gebiet, das Amazonasbecken, zeichnet sich durch eine außerordentlich hohe jährliche Regensumme von über 2000 mm aus. Im NO reicht diese niederschlagsreiche Zone bis an den Atlantik heran, wo in Cayenne sogar über 3000 mm Regen fallen, und im W erstreckt sie sich bis an die Anden, wofür La Merced (11° S, 75½° W v. Gr.) mit 3610 mm im Jahre, allerdings nach nur einjährigen Beobachtungen, einen guten Beweis liefert. Im N scheinen die Serra Pacaraima und die Serra Parema mit ihren Ausläufern im O und W die Grenze zu bilden, wie im S das Hochland von Matto Grosso und im SO das östlich vom Rio Araguayá sich erhebende Hochland Piauhy und Paraná. Supan läßt auf seiner Regenkarte von 1897 die regenreiche Zone des Amazonentals sich im O nicht bis an das Meer, sondern nur bis zum 50° W. v. Gr. erstrecken. Die vorliegenden 14½jährigen Beobachtungen von Belem de Pará, die über vier Jahre betragenden von S. Luiz de Maranhão ergeben für diese beiden Städte deutlich eine jährliche Regenmenge von über 2000 mm, und es liegt meines Erachtens kein Grund vor, anzunehmen, daß das Mündungsgebiet des Amazonas trockner sei als sein Mittellauf, zumal auch die Regenverteilung während der Monate und Jahreszeiten einen Unterschied zwischen diesen Gebieten nicht erkennen lassen. Die Ursachen dieses Regenreichtums sind vor allen Dingen die durch die breiten und wasserreichen Ströme, vor allem den Amazonas, gebildete große Wasserfläche und die im Stromgebiet des Amazonas und seiner Nebenflüsse auftretenden feuchtwarmen tropischen Urwälder. Nimmt man an, daß nur zwei Drittel des 7 Millionen Quadratkilometer umfassenden Strombeckens des Amazonas von Wasserfläche und tropischem Regenwald eingenommen werden, so ist das noch immerhin ein Gebiet doppelt so groß als das Mittelmeer, und es ist verständlich, daß bei der unter dem Äquator herrschenden Hitze die aus diesem Gebiet herrührende Verdunstung eine äußerst große sein muß. Hinzu kommt noch, daß über dem Amazonastal ein konstantes Minimum des Luftdrucks lagert, nach welchem hin, außer dem feuchten SO-Passat, die wasserdampfhaltigen Meereswinde von N, O und SO zusammenströmen und hier ein Gebiet großer Feuchtigkeit, die im W ausgeprägter sein soll als im O, hervorrufen. Da in dem Gebiet des Luftdruckminimums die feuchten Luftmassen aufsteigen, abkühlen und dadurch ge-

zwungen werden, ihren Wasserdampf zu verdichten und als Regen abzugeben, so ist damit eine weitere Ursache des Regenreichtums im Amazonental gegeben.

An das regenreiche Amazonastal schließt sich im O das durch seine Dürren so traurig berühmte Gebiet der Staaten Ceará, Piauhy, Parahyba und Pernambuco an. Während im O, an der Küste der genannten Staaten und am ganzen Parahyba noch über 1000 mm Regen fallen, nimmt der Regenfall nach dahin, wo der Rio São Francisco aus seiner nordöstlichen Richtung in die südöstliche übergeht, bei Santa Anna do Sobradinho, bis auf weniger als 400 mm ab und bildet hier und weiter nach N das bekannte Trockengebiet. Die eigentliche Regenzeit dauert hier von Dezember bis April, oft aber erstreckt sich die Trockenperiode statt bis in den Dezember bis in den Februar hinein und mitunter bleibt der Regen ganz fort. Die Trockenperioden, von denen man eine elfjährige Periodizität nachzuweisen versucht hat, bilden eine furchtbare Plage für die betroffenen Staaten. H. Morize schreibt darüber in seinem »Esboço de uma Climatologia do Brazil«: »Während der Trockenperioden sind die ungeheuren Campos, welche für die Haupterwerbsquelle des Landes, die Rinderherden, als Weide dienen, vollkommen zerstört und verbrannt. Die Herden des Viehes, das durch seine Magerkeit und Schwäche Mitleid einflößt, ziehen sich in die Wälder zurück und ernähren sich bis zum Eintreffen der Regenzeit von fast trocknen Blättern. Sobald der Regen eintritt, bedeckt sich das Land, das bis dahin öde und unfruchtbar erschien, mit einer üppigen Vegetation, und die Kaffee- und Zuckerpflanzungen, die man fast verloren glaubte, erholen sich mit einer in anderen Ländern unbekannten Schnelligkeit, und in kurzer Zeit wird das Vieh, dank der nunmehr im Überfluß vorhandenen Nahrung, wieder stark und fett. Unglücklicherweise aber läßt die Regenzeit, statt der Trockenperiode regelmäßig zu folgen, oft ein oder mehrere Jahre auf sich warten. Dann überfällt die Hungersnot mit all ihren Schrecken das unglückliche Land. Das Vieh stirbt in großen Mengen, Handel und Wandel werden unterbrochen und ungeheure Karawanen von Flüchtlingen ziehen an die Ufer des Ozeans, ihren Weg mit den Leichen der vor Hunger und Durst Verstorbenen kennzeichnend.« Tausende fallen diesen Dürren zum Opfer, und nach Sievers[1]) beträgt die Zahl der im Jahre 1878 allein in Fortaleza verstorbenen Flüchtlinge über 25000. Während dieser Trockenperioden, deren letzte, soviel ich mich dessen erinnere, 1900 oder 1901 eintrat, sendet die Regierung Brasiliens von Rio aus große Hilfsexpeditionen nach dem Norden, die aber leider ihren Zweck nicht immer erfüllen.

Um nun von den Ursachen zu reden, die die Dürre herbeiführen, so dürfte Draenert[2]) recht haben, wenn er die das Trockengebiet einfassenden Gebirge als solche hinstellt. Die häufigen und heftigen SO- und OSO-Winde, die vom Ozean her über das Land dahinziehen, werden an den nordöstlichen Ausläufern der Serra do Espinhaço, südlich vom unteren Rio São Francisco und nördlich davon, von der Serra do Periquito, der Serra dos Cayiris, gezwungen, aufzusteigen und einen großen Teil ihrer Feuchtigkeit als Regen auf der Luvseite der genannten Gebirge abzuladen. Den feuchten Ostwinden tritt ebenso die bis 900 m hohe Serra de Borborema im NW der Stadt Parahyba entgegen, während die aus dem feuchten Amazonastal kommenden westlichen Winde durch die bei Sobral beginnende und fast südlich verlaufende bis 1000 m hohe Gebirgskette der Serren von Ibiapaba, Cayiris, Vermelho und Serra dois Irmãos ihres Wasserdampfes beraubt werden. So ist es verständlich, daß ein Gebiet regenarm ist, trotzdem es rings von niederschlagsreichen Landstrichen umgeben wird. Durchflösse nicht im S der São Francisco und im N der Rio Jaguaribe eine kurze Strecke das regenarme Gebiet, so würde man hier wahrscheinlicherweise eine ebenso regen-

---

[1]) Süd- und Mittelamerika, S. 201.

[2]) Die Verteilung der Regenmengen in Brasilien. M. Z. 1886, S. 385.

lose Wüste finden, wie dieses in Nord-Chile in der Wüste Atacama der Fall ist. Fallen nun, wie Draenert in der oben zitierten Arbeit sagt, an der Küste nur geringe Niederschläge, so ist es nicht zu verwundern, wenn sie auf der Leeseite der Gebirge ganz ausbleiben.

Südlich vom Amazonasbecken findet sich ein ungeheures Gebiet mit einer jährlichen Regenhöhe von 1—2000 mm, welches Mittel- und Süd-Brasilien, das westliche Bolivien, Paraguay, Nordost-Argentinien und einen Teil von Uruguay umfaßt. Auch hier sind es wieder einige Gebirgszüge, wie vor allem die südwestlich von Rio de Janeiro beginnende und SW, später SSW streichende Serra do Mar, die auf ihrer Luvseite außerordentlich große Niederschläge hervorbringen. So fallen in Alto da Serra, Raiz da Serra und den zwischen beiden liegenden Stationen Kilometer 25 und 22 im Staate São Paulo sowie in Cadeado im Staate Paraná jährlich über 3000 mm Regen. Alto da Serra mit 3697 mm Regen ist von allen bekannten Plätzen, von denen Regenbeobachtungen vorliegen, der regenreichste. Es regnet in Alto da Serra so häufig und auch so stark, daß die Bahngesellschaft, die in den Jahren 1897—99 damit beschäftigt war, neben der bestehenden Drahtseilbahn eine neue Linie in der Serra anzulegen, in ihrem Bericht sich zu der Bemerkung veranlaßt sah, daß »von 975 Arbeitstagen an 382, oder 39,2 Proz., die Arbeiten des Regens wegen eingestellt werden mußten«. Nach SO nimmt nunmehr der jährliche Regenfall rasch ab; die Karte weist dort ein Gebiet auf, das noch bedeutend regenärmer ist als dasjenige im NO von Brasilien. Es ist dieses die bekannte, fast regenlose Zone, die südlich von Ecuador an der Peruanischen Küste beginnt, sich über ganz Peru und Nord-Chile sowie das westliche Bolivien, dann weiter südöstlich über West- und Süd-Argentinien und Patagonien bis an den 50.° S. Br. erstreckt. In diesem Gebiet, das ich die peruanisch-chilenisch-patagonische Trockenzone nennen möchte, fallen im SO durchschnittlich 160 mm Regen; nach NW nimmt der Regen ab. San Juan, als regenärmster Ort von Argentinien, weist nur noch 49 mm auf, während in Copiapó die Jahressumme noch 8, in Iquique nur noch 3 mm beträgt. Wir sind naturgemäß über diese trocknen Gegenden und die dortigen Regenverhältnisse besser unterrichtet als über den NO von Brasilien. Südlich von Bahia Blanca, ungefähr am 40. Breitengrad, fängt die Ostküste Patagoniens an, regenarm zu werden. Es beginnt hier das Gebiet der stetigen Westwinde, die, nachdem sie die nach S immer niedriger werdenden Kordilleren überschritten haben, nur noch sehr wenig Feuchtigkeit enthalten. In Rawson wehen Zweidrittel aller Winde aus W resp. SW oder NW. Immerhin reicht aber die von den Westwinden dem Ostabhang der patagonischen Kordilleren zugeführte Regenmenge aus, um in pflanzengeographischer und kultureller Hinsicht den westpatagonischen Abschnitt scharf von der östlichen Nachbarregion zu trennen[1]). Die südliche Grenze dieser Zone ist ungefähr am 50.° zu suchen. Nach NW zu bildet der 68.° W. v. Gr. bis zum 17.° S. Br. die östliche Grenze der Trockenregion, die sich im W bis dicht an die Kordilleren hinan erstreckt und nördlich von Valparaiso, etwa unter dem 32.° S. das Gebirge überschreitet und bis zum Kap Pariña den schmalen Küstenstreifen Chiles und Perus einnimmt. Die Westwinde hören nördlich von Chos Malal zwischen dem 35. und 38.° S. Br. auf, und jetzt sind es die Südwinde, die in den westlichen Provinzen Argentiniens die Dürre verursachen. Auch diese Winde, aus den Steppen der Provinzen Mendoza, Neuquen, Pampa und San Juan kommend, leiden natürlicherweise an großer Trockenheit. Die Folgen des hier herrschenden Regenmangels sind dieselben wie im nordöstlichen Brasilien. Kahl[2]), der jahrelang in jenen Gegenden gereist ist, schreibt darüber: »Zur Zeit des fortgesetzten Mangels an Regen verwandeln sich diese Länderstrecken in wahrhafte Wüsten. Die ausgedörrte Pampas genügt

[1]) Chavanne, Die Temperatur und Regenverhältnisse Argentiniens, S. 39.
[2]) Kahl, Reisen durch Chile und die westlichen Provinzen Argentiniens. Berlin 1866. S. 141.

dann nicht, um die Tiere zu erhalten; ja, das zum Trinken nötige Wasser fehlt oft nicht allein ihnen, sondern auch den Menschen. Rioja, ein Teil Catamarcas, Santiago del Estero und im S San Luis haben traurige Erfahrungen in dieser Hinsicht gemacht. Das von den letzten Regengüssen in den sog. Represas nur kümmerlich bewahrte Wasser ist teilweise verbraucht oder vertrocknet. Die Regenzeit vergeht, ohne daß ein einziger Tropfen den durstigen Boden näßt. Denke man sich diesen Zustand zwei, drei Jahre fortgesetzt und diese Dürre auf Hunderte von Quadratmeilen ausgedehnt, so wird man sich das Elend der Bewohner vorstellen können. Die Einwohner ganzer Distrikte, ganzer Dörfer wandern aus, aber gewöhnlich zu spät, zu ausgemergelt, um die bedeutenden Entfernungen nach dem nächsten Flusse zurückzulegen. Viele sind nicht so glücklich, ihr Ziel zu erreichen; von Hunderten von Elenden hört man nichts wieder, als bis ihre bleichenden Gebeine von späteren Reisenden gefunden werden.« Nördlich von dem 7035 m hohen Aconcagua, unter 32° S. Br. tritt, wie schon oben gesagt, das regenarme Gebiet an den Stillen Ozean heran, und die Küste vom 30. bis 7.° S. Br. können wir als den trockensten Teil Südamerikas bezeichnen. Die Ursachen der Regenarmut an der chilenischen und peruanischen Küste sind nicht die gleichen, die in Ost-Patagonien und West-Argentinien wirken. Die Südwinde, die in West-Argentinien die Trockenheit hervorbringen, kommen für den Westabhang der Kordilleren nicht mehr in Betracht. Es sind zwei andere Elemente, die dort regieren, erstens die Meeresströmungen und zweitens die Auftriebwasser. An der Südwestküste Südamerikas herrschen das ganze Jahr hindurch starke West- und Nordwestwinde und zwar vom Kap Horn bis hinauf zum 40.° S. Br. Nördlich hiervon steht die Küste bis zum 15. Grad unter dem Regime südlicher Winde. Westlich der patagonischen Küste, ungefähr unter 50° S. Br. teilt sich die Westwindtrift in zwei Arme, einen südlichen und einen nördlichen. Während der erstere um das Kap Horn herum sich in den Süd-Atlantik ergießt, strömt der letztere an der Küste von Chile nach N und führt hier den Namen Humboldt- oder Perústrom. Der Perústrom, aus den südlichen Gewässern kommend, besitzt naturgemäß eine niedrige Temperatur und bewirkt so eine Erkaltung der unteren Luftschichten über ihm und an der bespülten Küste. In höherem Maße aber noch wird die Erkaltung der Luft durch die Tiefenwässer bewirkt. Der Perústrom besitzt unter der Küste Chiles nur eine sehr geringe Geschwindigkeit; der Südostpassat an der Küste von Süd-Peru, z. B. bei Mollendo, treibt aber, da er heftiger weht als die weiter nördlich herrschenden Südwinde, mehr Oberflächenwasser nach NW von der Küste fort, als die Oberflächenströmung des Perustroms herbeischaffen kann, und so wird das fehlende durch die an der Küste aus der Tiefe emporquellenden Wasser ersetzt. Natürlich sind die Tiefenwässer ganz erheblich kälter als das Wasser an der Oberfläche und wirken deshalb weiter temperaturerniedrigend. Das Emporquellen des Wassers aus der Tiefe ist bis fast an den Äquator hinan konstatiert. Der durch die niedrige Temperatur bedingte geringe Wasserdampfgehalt der Luft muß als die Ursache der an der Küste Nord-Chiles und Perus auftretenden Regenarmut angesehen werden. Die südlichen Winde, die aus kalten Gegenden in wärmere gelangen, werden dadurch, je weiter sie nach N kommen, um so aufnahmefähiger für Wasserdampf und nehmen noch Wasserdampf vom Ozean auf, anstatt solchen als Regen abgeben zu können. Die Folgen der Regenarmut äußern sich deutlich in der ganzen Konfiguration des betreffenden Küstenstriches, der Atacama, worüber das Nötige in Sievers, Süd- und Mittelamerika, S. 386ff., zu finden ist. Bemerken will ich hier noch, daß, wenn in der Atacama und dem übrigen trocknen Küstenstrich Regen fällt, dies meist in Gestalt von Platzregen geschieht, die oft eine verheerende Wirkung ausüben.

Südlich von der soeben behandelten Wüstengegend nimmt der Regen wieder zu, bis er vom 40. Grad an nach S eine jährliche Höhe von über 2000 mm erreicht, die in Val-

divia auf 2900 mm steigt. Dieser Teil von Chile zeichnet sich aus durch »dichten dunkelgrünen Urwald und eine üppige Vegetation, welche ganz Chile etwa vom Flusse Biobio bis zum Kap Horn schmückt« [1]). Der Regenreichtum von Süd-Chile ist leicht zu erklären; die das ganze Jahre hindurch wehenden westlichen Winde werden durch die Kordilleren gezwungen, aufzusteigen und den dadurch freiwerdenden Überschuß an Feuchtigkeit in Gestalt von Regen am Westabhang abzulagern. Die ebenfalls häufigen Nordwinde bringen mit warmer Luft gleichfalls bedeutende Feuchtigkeit mit sich. Nach O nimmt der Regenfall scheinbar gleichmäßig ab, da doch immer noch eine gewisse Feuchtigkeit den Westwinden nach dem Überschreiten der hier im S niedrigen Kordilleren anhaftet, bis er auf die schon behandelte regenarme Zone Patagoniens trifft.

Im NW des feuchten Amazonenbeckens nimmt der Regenfall etwas ab, steigt aber an der Westküste Kolumbiens wieder auf mehr als 2000 mm, was seinen Grund wieder in den vom Ozean kommenden feuchten Winden hat, während sich an der Küste von Venezuela ein Gebiet mit weniger als 1000 mm findet.

Die Verteilung des Regens in den einzelnen Jahreszeiten.

Allgemeines.

Wenn ich bei Anfertigung der Regenkarte für die Jahresmittel dieselben Stufen verwandte wie Supan in seiner Arbeit, so konnte ich mich für die von ihm für die Jahreszeiten gebrauchte Einteilung der Regengebiete nicht entschließen. Das Kartenbild der Regenverteilung in den Jahreszeiten wird meines Erachtens nicht genau genug, wenn man alle Orte mit mehr als 250 mm zu einer Zone zusammenfaßt; es kommen dabei die Eigentümlichkeiten der regenreichen Gebiete, vor allem des Amazonasbeckens nicht genügend zur Geltung. Auf der anderen Seite will mir scheinen, daß durch die Einteilung der Orte von 60—250 mm in zwei Gruppen die Übersicht über die regenarmen Landstriche leidet, weil die Grenzen der einzelnen Regenzonen zu nahe aneinander gerückt werden. Ich habe deshalb für meine Karten folgende Einteilung verwandt:

	Jahreszeit	Monat
I. Zone	1— 60 mm	1— 20 mm
II. „ regenarmes Gebiet .	61—200 „	21— 60 „
III. „ mäßige Niederschläge	201—400 „	61—150 „
IV. „	401—750 „	151—300 „
V. „ regenreiches Gebiet .	über 750 „	über 300 „

Anfänglich hatte ich die Absicht, auch eine »regenlose Zone« einzuführen, die für die Wüste Atacama in Betracht kommen könnte, besonders auf der Sommerkarte. Da aber der Begriff der Regenlosigkeit einer Jahreszeit bei einer längeren Beobachtungsperiode fortfallen würde, da schließlich doch einmal Regen fällt, habe ich diese Absicht aufgegeben. Speziell Iquique war der Anlaß hierzu: ich besaß vierjährige Beobachtungen, die in diesen Jahren Regenlosigkeit feststellten; da finde ich in dem kürzlich erhaltenen fünften Jahrgang der chilenischen Beobachtungen einen Regenfall im Juli von 15 mm verzeichnet, womit meine konstatierte Regenlosigkeit im wahrsten Sinne zu Wasser wurde.

I. Jahresviertel (Dezember, Januar, Februar).

Die regenreiche Zone liegt naturgemäß in dem Gebiet der vorherrschenden Sommerregen, nämlich des Amazonasbeckens; diese Zone umfaßt im NO auch das brasilianische,

[1]) Dr. K. Martin, Der Regen in Süd-Chile.

französische und den Süden von Holländisch- und Britisch-Guayana und erstreckt sich im SO bis an den Atlantischen Ozean bis zum 23. südlichen Breitengrad. Ebenfalls äußerst regenreich sind die vom Passat getroffenen östlichen Abhänge der Serra do Mar und ihrer südlichen Ausläufer bis nach Joinville hinab. Am mittleren Paranahyba und São Francisco fallen mäßige Niederschläge, während im Gebiet des Unterlaufes des São Francisco bis nördlich von Ceará und Rio Grande do Norte unter 200 mm Regen fallen. Auch nach NW vom Amazonasgebiet nimmt der Regenfall im Sommer, und zwar ziemlich gleichmäßig, ab und sinkt in Antioquia und Cartagena auf 57 bzw. 16 mm hinab. Im W und S des Kontinents findet sich das Trockengebiet fast in derselben Ausdehnung, die es auf der Karte der Jahresmittel einnimmt, während im SW, in Süd-Chile, dem Gebiet der ausgeprägten Winterregen, die Niederschläge 400 mm nicht erreichen. Beachtung verdient hier noch der Umstand, daß die Küsten von Rio Grande do Sul und Uruguay zur Zone II mit 60—200 mm Regen gehören, während im Hinterlande dieser Staaten bis zu 400 mm fallen. Möglicherweise wird dieses durch die Landwinde verursacht, die an den Flußtälern des Paraná und Uruguay viel Feuchtigkeit mitbringen und sie auf der Luvseite der Serra Geral ablagern, während der Küstenstrich auf der Leeseite auf diese Weise nur wenig Niederschlag erhält.

II. Jahresviertel (März, April, Mai).

Im Herbst rückt die südliche Grenze der regenreichen Amazonaszone bedeutend nach N, fast bis an den 10.° S. Br., und berührt die atlantische Küste im SO nur von nördlich von Bahia bis nach Pernambuco. Auch das regenarme Gebiet im NO Brasiliens tritt von der Küste zurück und beschränkt sich auf den Mittellauf des São Francisco, während an der Küste das dreifache des Sommerregens fällt. Der reichliche Regenfall am Ostabhang der Serra do Mar beschränkt sich auf die Stationen von Raiz- bis Alto da Serra und Cadeado im Staate Paraná; die Küstenorte, die im Sommer größtenteils ebenfalls zur V. Zone zählten, rechnen im Herbst zur nächst niedrigen Stufe. Während in Mittel- und Süd-Brasilien mäßige Niederschläge fallen, rückt die regenarme Zone im W des Kontinents weiter nach O vor. In Süd-Chile nimmt der Regenfall erheblich zu.

Auf den Monatskarten beobachtet man deutlich, wie der starke Regenfall der Amazonasebene im April nach O zurückgeht und im Mai ganz verschwindet; nur noch in Cayenne, San Luis und Pernambuco fallen im Mai über 300 mm. Dabei dehnt sich das Gebiet geringer Niederschläge immer weiter aus und reicht in Mittelbrasilien unter dem 18. Grad bis an den Ozean; statt aber nach S zu abzunehmen, wird der Regen südlich vom Wendekreis wieder reichlicher bis nach Uruguay hinein und im W bis jenseit des Paraná. Das regenreiche Gebiet Süd-Chiles dehnt sich nach N bis an den 40. Grad aus. Westlich von Asunción, am rechten Ufer des Paraguay, zwischen den Flüssen Pilcomayo und Bermejo dehnt sich eine große Sumpfebene aus, in der der Regenfall während des Sommers und Herbst erheblich größer ist als in den umgebenden Gebieten.

III. Jahresviertel (Juni, Juli, August).

Der weitaus größte Teil des Kontinents gehört im Winter dem Gebiet der geringen Niederschläge an; im mittleren Teile des Amazonastales fallen weniger als 400 mm Regen, und in den in den übrigen Jahreszeiten regenreichen Gebieten des östlichen Brasilien und in Zentral-Brasilien sinkt der Regenfall bis unter 60 mm hinab. Nördlich vom Äquator, wo jetzt Sommer ist, haben die Niederschläge in Venezuela zugenommen und auch in Guayana findet sich längs der Küste ein Gebiet starken Regenfalles. Auch in dem Küstenstrich von Pernambuco, Alagoas und Sergipe, der sich durch vorherrschende Winterregen auszeichnet, tritt eine regenreiche Zone auf. Die Trockenzone, die sich, wie schon erwähnt,

auch über Mittel-Brasilien ausdehnt, erstreckt sich bis an den Wendekreis auch über die Ostküste Südamerikas, macht in Südost-Brasilien einem Landstrich mit mäßigem Niederschlag Platz und tritt am La Plata wieder an das Meer hinan.

Außerordentlich viel Regen fällt im Winter in Süd-Chile, dem typischen Lande des Winterregens auf dem Kontinent. In Valdivia und Punta Galera fallen in der genannten Jahreszeit 1379 und 1241 mm.

Die große Trockenzone, die sich im Winter über den größeren Teil des mittleren Südamerika erstreckt, erreicht ihre größte Ausdehnung im Juli, wo nur verhältnismäßig kleine Landstriche im NO und SW der regenreichen Region angehören, während von Venezuela bis zum Amazonenstrom, in Süd-Brasilien und West-Patagonien mäßige Niederschläge fallen. In Nord-Chile und Peru, trotzdem auch hier im Winter der meiste Regen fällt, erreichen die Niederschläge immerhin nicht 20 mm.

IV. Jahresviertel (September, Oktober, November).

Die im Winter so ausgedehnte Trockenregion wird wieder nach W zurückgedrängt, und von West-Venezuela zieht sich über Ost-Kolumbien, den oberen Amazonas nach Süd-Brasilien ein Gürtel reichlicher Niederschläge. Im Staate Ceará und dessen Umgebung tritt nunmehr die größte Regenarmut während des ganzen Jahres ein, und auch die Küste von Aracaju bis Parahyba weist nur mäßigen Regenfall auf, wie wir ihn in dieser Jahreszeit sogar in Cayenne finden. In Süd-Chile hat der Regenfall etwas abgenommen, während im NW des Kontinents mehr Regen fällt als in den übrigen Jahreszeiten. Die Regenarmut im nordöstlichen Südamerika nimmt ihre größte Ausdehnung im Monat September an, wo sie sich nach NW bis San Luis erstreckt und wo verschiedene Städte, allerdings nach ganz kurzer Beobachtung, völlig regenlos sind. Im Oktober treten in Südost-Brasilien stellenweise schon wieder reichliche Niederschläge auf, im November dagegen erstreckt sich eine regenreiche Zone von der Küste der Staaten Bahia und Espirito Santo über die Staaten Matto Grosso und Amazonas bis fast an die venezolanische und kolumbische Küste. An einigen Orten in Minas Geraes und am Ostabhang der Serra do Mar überschreiten die Niederschläge im November 300 mm. In Süd-Chile tritt die regenreiche Zone gegen Ende des Frühjahres bis hinter den 45. Breitengrad nach S zurück.

Regengebiete und jährlicher Gang des Regenfalles.

Die Einteilung der Erdoberfläche in gewisse genau charakterisierte Regengebiete ist von den verschiedenen Autoren ganz verschieden behandelt worden. So unterscheidet Supan zwei Arten von Regengebieten, je nachdem der Niederschlag im Sommerhalbjahr oder Winterhalbjahr häufiger ist. Diese zwei großen Gebiete sind wieder in kleinere eingeteilt, je nach der Größe der jährlichen Schwankung, in solche mit strenger und mäßiger Periodizität und solche, die Regen in allen Jahreszeiten aufweisen. Mir scheint hierbei die Bezeichnung: »Niederschlag im Sommerhalbjahr häufiger« zu allgemein. Z. B. zählt San Luis im nördlichen Brasilien zu den Gebieten mit vorwiegendem Regen im Sommer. Nun fallen allerdings in San Luis während der Sommermonate 17,2 Proz. der jährlichen Regensumme, im Herbst dagegen 66 Proz. Ich halte es in diesem und ähnlichen Fällen für richtiger, San Luis zu den Orten mit ausgesprochenem Herbstregen zu zählen und somit die Anzahl der zu unterscheidenden Regengebiete zu erhöhen. Undeutlichkeiten entstehen meines Erachtens nicht dadurch, wohingegen es für praktische Zwecke doch immerhin von Wert ist, die Zeit des größten Regenfalles im Jahre genauer festzulegen. Auch die Einteilung von Josef

Chavanne will mir nicht behagen. Derselbe unterscheidet Gebiete mit Sommermaximum, Herbstmaximum, regenarmen Wintern, fast regenlosen Wintern usw. Ich finde diese Einteilung wenig vorteilhaft, weil derselben keine numerischen Werte zugrunde liegen und weil es oft schwer ist, ein und denselben Ort zu klassifizieren. Z. B. kann sich der Regenfall an einem Orte mit ausgeprägtem Sommermaximum auf die übrigen Jahreszeiten gleichmäßig oder ungleichmäßig verteilen; man könnte da oft in Verlegenheit darüber geraten, was wichtiger ist, das Maximum des Sommers oder das Minimum des Winters anzudeuten, wie dieses z. B. in Salta der Fall ist. Auch sind die Bezeichnungen »regenarm« und »fast regenlos«, streng wissenschaftlich genommen, nicht ganz genau. Paul Schlee unterscheidet auf einer Karte der Regengebiete nicht weniger als zwölf verschiedene Arten. Diese für den Ozean berechnete Einteilung erschien mir ihrer Mannigfaltigkeit wegen in bezug auf das Festland nicht praktisch verwendbar.

Ich habe in vorliegender Arbeit folgende Gebiete unterschieden:

1. Gebiete mit doppelter Regenzeit;
2. Gebiete der Sommerregen[1]),
   a) der exzessiven (über 50 Proz. der Jahressumme),
   b) der mäßigen (33—50 Proz. der Jahressumme);
3. Gebiete der Herbstregen,
   a) exzessive,
   b) mäßige;
4. Gebiete der Winterregen,
   a) exzessive,
   b) mäßige;
5. Gebiete mit gleichmäßig verteiltem Regen.

Die Unterscheidung von exzessiven und mäßigen jahreszeitlichen Regen hielt ich für angebracht, da es doch ein Unterschied ist, ob das Maximum nur ein unbedeutendes ist, wie z. B. in Rio de Janeiro, wo im Sommer 33,8 Proz., im Herbst aber auch noch 30,6 Proz. Regen fallen, oder ob es ganz besonders stark hervortritt, wie in Pilciao, wo 64 Proz. Regen auf den Sommer kommen. Daß ich gerade 33 und 50 Proz. als Grenzwerte annahm, hat seinen Grund darin, daß diese beiden Werte mir die übersichtlichsten und am besten verständlichen Karten gaben. Ich habe in dieser Beziehung verschiedene Versuche gemacht, konnte aber keine praktischeren Werte finden.

Die Verteilung des Regens auf die einzelnen Monate habe ich dargestellt durch die monatlichen Regenmengen in Prozenten der Jahressummen und zweitens durch den monatlichen relativen Exzeß nach Angot. Besonders der relative Exzeß gibt ein klares Bild, und ich habe ihn auch benutzt, um den jährlichen Gang des Regens graphisch zu veranschaulichen.

Gebiete mit doppelter Regenzeit.

Alle Orte, die bis zu 10° nördlich oder südlich vom Äquator liegen, sollten nach Theorie und Erfahrung eine doppelte Regenzeit aufweisen, und zwar sollen die zwei Maxima kurz nach den Zenithständen der Sonne an dem betreffenden Orte auftreten. Für die nördlich vom Äquator gelegenen Gebiete des südamerikanischen Kontinents trifft dieses zu; wir finden überall eine mehr oder weniger deutlich ausgeprägte doppelte Regenperiode. Südlich vom Äquator dagegen zeigt sich das doppelte Maximum nur im westlichen Teile des Kontinents; nördlich der Amazonasmündung tritt das Gebiet der doppelten Regenzeit

[1]) Unter Sommer verstehe ich, wie jetzt in der Meteorologie und Klimatologie üblich, für die nördliche Halbkugel Juni—August, für die südliche Dezember—Februar inklusiv.

von der Küste zurück, die Grenze gegen die Sommerregen verläuft südwestlich und wendet sich unter 10° S. Br. ungefähr nach W. Eine genaue Begrenzung dieses Gebiets ist zurzeit nicht möglich, da in jenen Teilen Südamerikas hinreichend Beobachtungen nicht gemacht worden sind. Die Zone der doppelten Regenzeit läßt sich wiederum in zwei Gebiete einteilen. In dem Küstenstrich, der sich von Cartagena nach O, an der venezolanischen Küste entlang bis nach Holländisch-Guayana erstreckt, tritt das Frühjahrsmaximum mit bedeutender Verspätung im Juni und Juli auf, während sich das sekundäre Maximum von Oktober bis Januar zeigt. In Cartagena weist der Oktober das Haupt-, der Juni das Nebenmaximum auf. In diesem Gebiet finden sich also vorwiegend Sommer- und Herbst- resp. Winterregen in zweiter Linie. Südlich von diesem Küstenstrich und südöstlich von Catharina Sophia fällt das Hauptmaximum in die Frühjahrsmonate der nördlichen resp. Herbstmonate der südlichen Halbkugel, März bis Mai. Das zweite Maximum fällt ebenfalls in die Monate Oktober bis Januar. Hier herrschen aber keine Sommerregen mehr, sondern Frühjahrs- und Herbstregen.

Die Schwankung der Monatsmittel ist im Gebiet der doppelten Regenzeit nicht sehr bedeutend; sie variiert zwischen 10 und 20; in Cartagena ist sie am größten (24) und am kleinsten in Yquitos. Auch bezüglich des relativen Exzesses weist Yquitos mit + 15,0 und — 8,5 die größten Werte auf; derselbe beträgt im Mittel + 5,0 und — 5,0.

Sommerregen.

Der gewaltige Länderkomplex, der mit Ausnahme der nördlichen, nordöstlichen und südlichsten Staaten ganz Brasilien, Bolivien und Nord-Argentinien umfaßt und sich vom Atlantik bis an die Anden erstreckt, ist das Gebiet der eigentlichen normalen Sommerregen. In den Gegenden bis südlich an den Wendekreis, für die theoretisch noch zwei Regenzeiten in Betracht kommen, ist die Zeitdauer zwischen den zwei Zenithständen der Sonne zu gering, um zwei gesonderte Regenzeiten hervortreten zu lassen. Diese beiden verschmelzen sich zu einer einzigen während des südlichen Sommers. Im W des Kontinents, vom Ostabhang der Anden bis an den 66.° W. L. nach O und von Chosica im NW bis San Juan im S, in diesem Gebiet, das von der ausgleichenden Wirkung des Ozeans unberührt bleibt, ist das Sommermaximum des Regenfalles das bedeutendste in ganz Südamerika. Hier entfallen allein auf die Sommermonate 58—64 Proz. der gesamten Jahressumme. Von den übrigen Jahreszeiten ist dann der Herbst mit ungefähr 20 Proz. der bevorzugtere, während im Winter soviel wie kein Regen fällt. So weist z. B. der Winter in La Paz nicht ganz 2 Proz., in Salta dagegen nur 1/5 Proz. der Jahressumme auf. Die Regenzeit beginnt in der Regel im Dezember und dauert bis März inklusiv; an einigen Orten, wie Sucre und Salta zählt schon der November zur Regenzeit. Der regenreichste Monat ist fast überall der Januar oder, wie in La Paz, der Februar. Die größte Trockenheit tritt in den Monaten Juli bis September ein. Die Schwankung der Monatsmittel ist im Gebiet der exzessiven Sommerregen naturgemäß eine außerordentlich hohe; sie nimmt von O nach W hin zu und steigt am Fuße der Anden bis über 30 Proz. der Jahressumme. Pilciao mit 32 und Saladillo mit 31 Proz. nehmen hier die erste Stelle ein und werden nur noch von einigen Stationen im Gebiet der Winterregen in Peru erreicht.

Von Ouro Preto im Staate Minas Geraes bis zum Norden des Staates São Paulo erstreckt sich ebenfalls eine allerdings nur kleine Zone exzessiver Sommerregen, die aber nicht ganz so hervortreten wie diejenigen in dem soeben behandelten Gebiet. Die Regenzeit beginnt hier allgemein schon im November; der regenreichste Monat ist der Januar; in Sabará, von wo 25jährige Beobachtungen vorliegen, regnet es am meisten im Dezember. Die Schwankung der Monatsmittel ist geringer als im W des Kontinents, sie erreicht nicht 25 Proz.

In dem weitaus umfangreicheren Teile des Gebiets der Sommerregen sind diese, wie aus der Karte ersichtlich, mäßige. Die auf die Sommermonate entfallende Regenmenge beträgt 33—50 Proz., während in der Regel 25—30 Proz. auf den Herbst, 20—25 Proz. auf den Frühling kommen. Auch hier ist der Winter die trockenste Jahreszeit; doch weist derselbe immerhin noch 10—15 Proz. der Jahressumme auf. Je mehr sich ein Ort von der atlantischen Küste entfernt, um so mehr tritt das Sommermaximum hervor; so kommen in Rio de Janeiro und Alto da Serra 33,8, in Asuncion 36,1, in Cuyabá und Córdoba ungefähr schon 48 Proz. der Jahressumme auf den Sommer, während noch weiter westlich, wie schon oben erwähnt, das Maximum des Sommers auf 64 Proz. steigt. Die Schwankung beträgt im Gebiet der mäßigen Sommerregen 11—20 Proz.

Ebenso wie die Schwankung der Monatsmittel ist auch der relative Exzeß in den Gebieten mit exzessivem Regenfall größer als in solchen mit gemäßigtem, wobei noch zu bemerken ist, daß die positiven Differenzen größer sind als die negativen. Die positiven Differenzen schwanken zwischen + 13,7 und + 23,8 (Pilciao), die negativen zwischen — 7,7 und — 8,4. Zählt man die Monate mit positivem relativen Exzeß zu den nassen, die übrigen zu den trocknen Monaten, so ergeben sich im Gebiet der exzessiven Sommerregen im Durchschnitt vier nasse Monate, in denen mit mäßigem Sommerregen dagegen sechs. Es stellt sich also heraus, daß in den Gebieten mit exzessivem Sommerregen im Sommer nicht nur ein bedeutend höherer Prozentsatz der Jahressummen fällt als in den gemäßigten Gebieten, sondern es sind auch die hohen Niederschläge auf eine um zwei Monate kürzere Zeit zusammengedrängt.

Die Ursachen des Sommerregens sind die aufsteigenden Luftströme, die durch die Erwärmung des Landes um die Zeit des höchsten Sonnenstandes erzeugt werden und bei dem Aufsteigen in kühlere Regionen gezwungen sind, ihre Feuchtigkeit abzugeben. Außerdem werden durch den aufsteigenden Luftstrom die Seewinde, als Gegenströmung der in der Höhe nach dem Meere hin abfließenden Luft, gezwungen, in das Festland einzudringen. Im O Brasiliens fallen die Seewinde mit den Passaten zusammen und verstärken da, wo sich ihnen Gebirge in den Weg setzen und sie zum Aufsteigen zwingen, das Maximum. Möglicherweise wird hierdurch das exzessive Sommermaximum im südlichen Minas erklärt.

Winterregen.

Das Hauptgebiet der Winterregen in Südamerika ist die Westküste vom 5. bis zum 50.° S. Der Unterschied zwischen exzessiven und mäßigen Winterregen ist hier um vieles bedeutender, als der zwischen exzessiven und mäßigen Sommerregen. Das Gebiet der exzessiven Winterregen ist identisch mit dem in Peru und Nord- und Mittel-Chile gelegenen Gebiet der bekannten peruanisch-chilenisch-patagonischen Trockenzone. Wir sehen also hier, daß die weit ausgedehnte Trockenzone, die unter dem 35. Breitengrad ungefähr sich nach O über Patagonien bis an den Atlantik hin ausdehnt, aus zwei scharf getrennten Gebieten zusammengesetzt ist, und daß, wie bereits oben hervorgehoben, der Trockenheit in den getrennten Gebieten ganz verschiedene Ursachen zugrunde liegen. Ein zweites, wenn auch nur wenig ausgedehntes Winterregengebiet nimmt die nordöstliche Spitze des Kontinents, bei Parahyba und Pernambuco, ein.

Forscht man den Ursachen der Winterregen an der Westküste nach, so findet man, daß es gewisse Windrichtungen sind, die hier in bestimmten Jahreszeiten auftreten. Von Lima liegen leider keine ausführlichen Windtabellen vor; es ist nur von jedem Tage die Hauptrichtung angegeben. Stellt man diese Angaben für mehrere Jahre zusammen, so ergibt sich, daß in Lima Süd- und in zweiter Linie Südwestwinde während des ganzen Jahres vorherrschen. Während der Wintermonate sind Südwestwinde seltener und es treten

häufiger auch Südsüdostwinde auf, während Südwinde absolut regieren. Aus fünfjährigen Beobachtungen ergibt sich ferner, daß das Auftreten von Regen an den S oder SSW gebunden ist und daß nur in den seltensten Fällen bei Ostwind Regen fällt. Während in Lima trotz des bedeutenden Maximums des Regenfalles im Winter und Herbst in den Sommermonaten ebenfalls etwas, wenn auch sehr wenig, Niederschlag erfolgt, beginnt weiter südlich der Küstenstrich, in dem die Frühlings- und Sommermonate regenlos sind. In Iquique, das während fünf Jahren nur an einem einzigen Tage Regen aufweist, kann von einer jährlichen Niederschlagsperiode natürlich nicht die Rede sein. In Caldera und den südlicher gelegenen Orten treten äußerst exzessive Winterregen auf; so z. B. weist in La Serena der Winter 66 Proz. der jährlichen Niederschlagssumme auf, in Tortuga gar 92 Proz. In diesen Gegenden wehen weitaus die meisten Winde aus S; im Winter treten häufig Nordwinde auf, die im Juni 25 Proz. aller Winde einnehmen und die den Regen mit sich führen. So weht in Chañaral bei 56 Proz. aller Regenfälle der Wind aus N und bei 33 Proz. aus S; der Rest verteilt sich auf südöstliche und nordwestliche Richtungen. Noch deutlicher zeigt sich der Regenreichtum des Nordwindes bei Carranza, wo fast ausschließlich bei Nordwind Regen fällt und nur in ganz geringem Maße auch Westwinde mitunter Niederschläge bringen.

Bei Valparaiso gelangen wir gen S in das Gebiet der Westwinde; so wehen in Punta Anjeles im Durchschnitt 50 Proz. aller Winde aus SW, dagegen wehen weiter südlich in Punta Galera ungefähr 80 Proz. aus den nord- und südwestlichen Quadranten, während östliche Winde nur selten auftreten.

Von Valdivia südlich sind die Winterregen nicht mehr exzessive, sondern mäßige. In Valdivia entfallen noch 48 Proz., in Puerto Montt nur noch 34 Proz. der jährlichen Niederschlagsmenge auf den Winter. Nächst dem Winter weist der Herbst die größte Regenmenge auf, während der Sommer die trockenste Jahreszeit ist. Regenlose Monate, d. h. solche Monate, die bei der Mittelberechnung mehrerer Jahre sich als niederschlagslose herausstellen, kommen schon südlich vom 32.—35. Grad nicht mehr vor. Auch die Nordwinde, die in Anjeles im Winter ganz bedeutend häufiger auftreten als in den übrigen Jahreszeiten, sind in Punta Galera schon bedeutend gleichmäßiger auf das ganze Jahr verteilt; immerhin aber macht sich im Winter noch deutlich das Herumdrehen der Luvseite nach N bemerkbar, von wo auch hier die größte Menge des Regens stammt. Dementsprechend verhält sich auch die Kurve des jährlichen Regenfalles. Zeigte dieselbe im nördlichen und mittleren Chile in den Sommermonaten ein ganz mäßiges, in den Herbstmonaten, gegen den Winter zu, plötzlich ein äußerst steiles Ansteigen, um nach Erreichung des Maximums anfänglich ebenso steil, darauf langsam wieder zu fallen, so ist der Neigungswinkel der Kurve in Süd-Chile ein viel geringerer und die Kurve selbst abgerundeter als im N. Wieweit sich das Gebiet mäßiger Winterregen über die Kordilleren hinüber in Patagonien hinein erstreckt, entzieht sich meiner Beurteilung. Tatsache ist, daß die Westwinde die Kordilleren überschreiten und den Gebieten im O derselben Regen bringen. Während unmittelbar am Ostabhang des Gebirges noch über 400 mm Regen im Jahre fallen, beträgt die Niederschlagshöhe 100 km östlich von 16 de Octubre nur noch 200 mm.

Als ein zweites Gebiet der Winterregen, und zwar ebenfalls der gemäßigten, stellt sich die nordöstliche Ecke des Kontinents heraus. In Pernambuco fallen auf die Wintermonate 45 Proz. der Jahressumme und 38 Proz. auf den Herbst. Was die Winde in dieser Gegend anbetrifft, so ergibt sich aus den Beobachtungen, daß im Frühling und Sommer Ostwinde am häufigsten wehen und Südost- und Nordostwinde an zweiter und dritter Stelle in Betracht kommen. Im Winter hat sich der Wind mehr nach S gedreht; südöstliche Winde nehmen den ersten Platz ein, Südwinde den zweiten. Da nun der Südostpassat in

allen Gegenden viel Regen mit sich bringt, ist es leicht verständlich, daß in derjenigen Jahreszeit ein Maximum des Regenfalles eintreten muß, in der der Südostpassat am stärksten auftritt. Auch der Ost- und Nordostwind kommen als regenführend in Betracht, während die nur selten wehenden Landwinde trocken sind. Das soeben behandelte Gebiet mäßiger Winterregen erstreckt sich über die Küste vom 7. bis zum 12.° S. Br. und aller Wahrscheinlichkeit nach nicht weit in das Land hinein.

Ganz bedeutend ist in dem Gebiet der exzessiven Winterregen die Schwankung der Monatsmittel; sie beträgt an einigen Orten 50, in Arequipa sogar 70 Proz. der Jahressumme. Im Gebiet der mäßigen Winterregen sinkt die Schwankung sofort unter 20 herab. Der relative Exzeß erreicht in Tortuga ein Maximum von +27,1, hält sich aber in den Gebieten gemäßigter Winterregen unter 10. Im Gebiet der Winterregen hat das Jahr im Durchschnitt vier nasse Monate, in Pernambuco sechs.

Herbstregen.

In einem Teile des westlichen und im südlichen Argentinien sowie in einem größeren Teile der brasilischen Staaten Pará, Maranhão, Ceará, Piauhy, Rio Grande do Norte und dem Hinterlande von Parahyba und Pernambuco fällt der größte der Niederschläge im Herbst. In fast allen soeben erwähnten Landstrichen fallen mäßige Herbstregen; nur an der Küste der angeführten vier östlichen Staaten Brasiliens fallen über 50 Proz. der Jahressumme im Herbst und zwar in Ceará 63, in San Luis gar 66 Proz. Im südlichen Argentinien ist das Übermaß des Herbstes über die übrigen Jahreszeiten nicht allzu bedeutend; in Rawson kommen auf den Herbst 34, auf den Winter 24 Proz. Sowohl in Rawson als auch an anderen Orten dieser Zone verläuft die Kurve des jährlichen Regenfalles ziemlich unregelmäßig und beide weisen mehrere Maxima auf.

Das südliche Argentinien steht noch unter der Herrschaft der Westwinde, die die im S weniger hohen Kordilleren überschreiten und den Rest ihres Wasserdampfgehaltes östlich des Gebirges abladen und zwar derartig, daß die Regenhöhe von W nach O hin abnimmt.

Die Schwankung der Monatsmittel beträgt zwischen 10 und 25; in St. Anna do Sobradinho beläuft sie sich auf 40. Der relative Exzeß erreicht im Gebiet der exzessiven Herbstregen bei weitem nicht die Werte wie in denen der exzessiven Sommer- und Winterregen; während bei letzteren positive Differenzen bis zu 27 Proz. auftreten, beträgt im Gebiet der Herbstregen die größte positive Differenz 16 Proz. Das Jahr weist auch hier vier oder fünf nasse Monate auf.

Gleichmäßig auf das ganze Jahr verteilte Regen.

Es erübrigt noch, zwei Gebiete zu betrachten, in denen die Niederschläge auf das ganze Jahr ziemlich gleichmäßig verteilt sind. Es sind dieses einerseits die südlichen Staaten Brasiliens, Uruguay und die argentinische Provinz Buenos Aires, anderseits die Südspitze des Kontinents, das chilenische Patagonien. Wie weit sich dieses Gebiet im Innern und an der Westküste nach N erstreckt, ist noch nicht festzustellen. In Porto Alegre und Pelotas besteht eine geringe Neigung zu Winterregen, während in der Provinz Buenos Aires an einigen Orten der Herbst, an anderen der Frühling oder Sommer ein unbedeutendes Maximum über die anderen Jahreszeiten aufweist. In den Zonen, in denen der Regen auf alle Monate gleichmäßig verteilt ist, zeigt die Kurve des monatlichen Regenfalles nur ganz geringe Wölbungen; dementsprechend ist auch der relative Exzeß ein geringer, er überschreitet im allgemeinen nicht 6 Proz. Während in den Gebieten mit ausgeprägter Regenzeit 4 oder 5 nasse 8 oder 7 trocknen Monaten gegenüberstehen, weist das Jahr im Gebiet

der gleichmäßigen Verteilung von beiden 6 auf. Des weiteren ist zu bemerken, daß die Schwankung der Monatsmittel hier die kleinste des ganzen Kontinents ist, sie hält sich in der Regel unter 10.

Regen- und Trockenperioden.

Die Berechnung der Regen- und Trockenperioden für einen Ort ist von größter Wichtigkeit. Abgesehen von dem Interesse, das die Wissenschaft hieran nimmt, ist die Behandlung dieser Frage auch für Landwirtschaft und Technik von hoher Bedeutung. Wenn schon die jährliche Regensumme und die Zahl der Regentage eines Ortes bekannt ist, so kann doch die Wirkung des Regenfalles z. B. auf die Pflanzenwelt eine ganz verschiedene sein, je nachdem zwischen je zwei Regentagen sich Trockentage finden oder verschiedene Tage mit Niederschlag aufeinander folgen. Auch bei dem Bau von Eisenbahnstrecken, Straßen und anderen großen Anlagen dürften die Regenperioden eine nicht zu unterschätzende Rolle spielen.

Bereits in meinen »Beiträgen zur Klimatologie von den südlichen Staaten Brasiliens« habe ich von fünf Stationen des Staates São Paulo die Regen- und Trockenperioden ausgezogen und ihre mittlere und größte Länge und noch andere diesbezügliche Faktoren berechnet. War es mir wegen des verhältnismäßig kleinen Raumes, den diese fünf Stationen einnehmen, nicht möglich, irgendwelche positiven Gesetze oder Regeln aufzustellen, so glaube ich letzteres erreichen zu können bei Betrachtung der Perioden einer größeren Anzahl von Stationen in den verschiedensten Teilen des Kontinents. Infolge mangelnden Materials war es mir leider nicht möglich, Orte von Venezuela, Kolumbien, Ecuador sowie aus der großen Amazonasebene meinem Studium zu unterwerfen, und von mehreren Städten umfassen die Beobachtungen, die für diesen Zweck in Betracht kommen, weniger als zehn Jahre. So liegen den Tabellen von Pernambuco nur drei, denen von der Westküste nur fünf Jahre zugrunde. Mir scheint aber, daß selbst diese kurzen Beobachtungsreihen immer noch einige Aufschlüsse über die Perioden an den betreffenden Orten geben können und daß auf kurzen Jahren beruhende Resultate besser sind als gar keine. Z. B. zeigen schon die wenigen Orte der Westküste ganz charakteristische Unterschiede gegenüber denen der Ostküste.

Über die Einrichtung der Tabellen sowie die Berechnung der Werte vergleiche man H. Meyer, S. 152, und Ernst Ludwig Voß, S. 12. Da ich bei Berechnung der in meiner früheren Arbeit veröffentlichten Perioden eine Periode, die aus einer Jahreszeit in eine andere hineinreichte, diese zu derjenigen Jahreszeit zählte, auf welche die größere Anzahl von Tagen fiel, so habe ich diese Methode beibehalten, weil mir erstens das Material nicht mehr zugänglich ist, um die Tabellen für São Paulo und Rio Claro umrechnen zu können, zweitens, weil mir diese Methode bequemer ist. Nur bei der längsten Trockenperiode von San Juan (671 Tage) habe ich diese auf die vier Jahreszeiten verteilt.

Mittlere und größte Länge der Perioden.

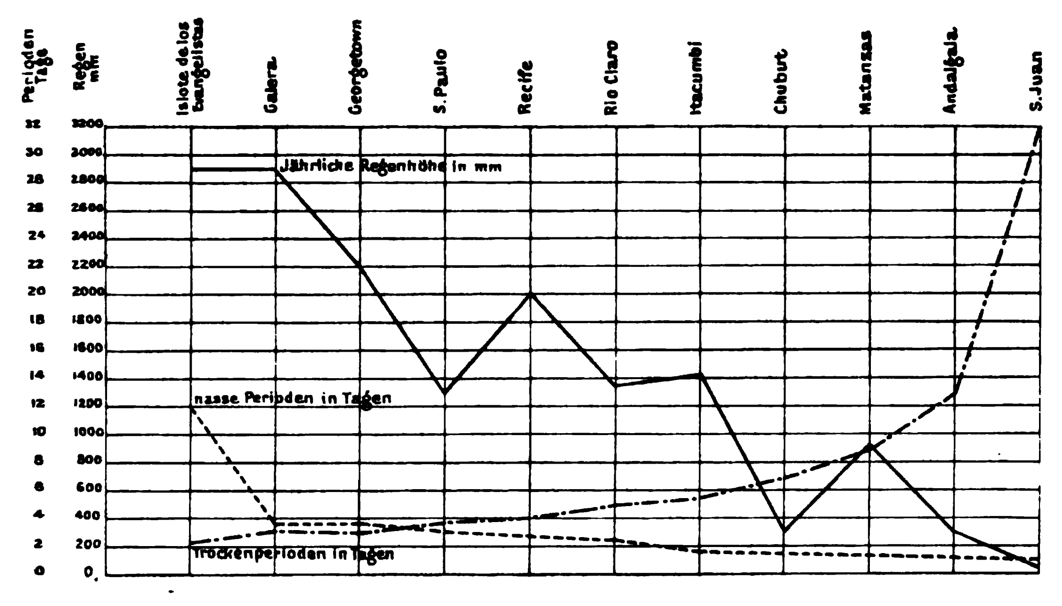
Aus der Zusammenstellung der mittleren Längen der Perioden mit und ohne Niederschlag ergibt sich, daß im allgemeinen die Trockenperioden von längerer Dauer sind als die Regenperioden; und zwar sind im Mittel die ersteren fast fünfmal so lang als die letzteren. Die Extreme besitzen Andalgala, wo die nassen Perioden sich zu den trocknen verhalten wie 1:10, und San Juan, wo sich dieses Verhältnis wie 1:29 stellt. Nur Georgetown an der Nordostküste sowie Punta Galera und Islote de los

Evangelistas an der südwestlichen Küste machen eine Ausnahme. An diesen Orten übertrifft die mittlere Länge der Regenperioden diejenige der Trockenperioden, in Georgetown allerdings nur sehr wenig.

Eine jährliche Periode der mittleren Länge läßt sich nicht bestimmen; es ergibt sich indes aus der Zusammenstellung, daß im Innern des Kontinents die mittlere Länge der Trockenperioden im Winter, also in der Trockenzeit, größer ist, als in den anderen Jahreszeiten; in 16 de Octubre erreicht die mittlere Länge ihr Maximum im Frühling. Es stimmt dieses auch vollkommen mit der Karte der Winter- und Sommerregen überein, aus der hervorgeht, daß alle Orte im Innern Südamerikas, für welche die Perioden berechnet worden sind, in den Gebieten der exzessiven oder mäßigen Sommerregen liegen, während 16 de Octubre dagegen in das Gebiet der mäßigen Herbstregen fällt.

Die nassen Perioden sind wiederum länger in der Regen- und kürzer in der Trockenzeit. Versucht man zu ermitteln, inwiefern die mittleren Längen der nassen und trocknen Perioden voneinander und von der jährlichen Niederschlagshöhe abhängig sind, so ergibt sich daraus folgendes Resultat: Mit dem Abnehmen der Länge der trocknen Perioden wächst die der nassen und umgekehrt; eine Abhängigkeit von der jährlichen Regenhöhe besteht insofern, als mit Abnahme derselben auch die Länge der nassen Perioden ab- und die der trocknen zunimmt; jedoch ist diese Ab- resp. Zunahme keine regelmäßige[1]).


Vergleich der mittleren Länge der nassen und trocknen Perioden mit der jährlichen Regensumme.



Sehr interessant ist es nun, zu erfahren, bis zu welcher größten Länge sich die trocknen und nassen Perioden auszudehnen vermögen. Inbezug auf die ersteren ist anfangs dieser Arbeit (S. 9) schon gesagt worden, daß sich im NO des Kontinents und im NW Argentiniens Landstrecken finden, die oft von äußerst langen Dürreperioden heimgesucht werden. Leider liegen aus dem Trockengebiet im nordöstlichen Brasilien keine genauen Angaben über ihre Dauer vor, da hier scheinbar keine meteorologische Beobachtungsstation

[1]) Siehe Diagramme.

besteht. Für Nordwest-Argentinien liefern die in San Juan gemachten Beobachtungen sehr wertvolle Resultate. Die längste Periode, während welcher in den Jahren 1875—88 kein Regen fiel, dauerte in San Juan nicht weniger als 671 Tage, also fast zwei Jahre. Beachtet man, daß im Sommer in San Juan Temperaturen über 40° keine Seltenheit sind und daß der Dezember eine Maximaltemperatur von 44° aufweist, während dieselbe in dem nördlich von San Juan gelegenen Pilciao gar auf 45,5° steigt, so wird man sich leicht eine Vorstellung von den Schrecken der dortigen Dürren machen können. Auch in Andalgala und Cordoba sind Trockenperioden von beträchtlicher Länge nachgewiesen, in ersterem Orte eine solche von 156 Tagen, in letzterem von 103 Tagen. An bzw. in unmittelbarer Nähe der Ostküste weist das in der Nähe von Buenos Aires gelegene Matanzas die längste trockne Periode mit einer solchen von 72 Tagen auf, wohingegen an der Westküste Lima mit 45 Tagen die erste Stelle einnimmt.

Die Regenperioden erreichen in ihrem Maximum nicht im entferntesten die Länge der trocknen. Die längsten Regenperioden werden im südlichen Chile nachgewiesen, wo in Punta Galera eine solche von 46, auf der Islote de los Evangelistas eine von 72 Tagen verzeichnet wurde. Diese letztere Regenperiode dauerte vom 1. September 1899 bis zum 11. November desselben Jahres, und es regnete während dieser Zeit 721 mm, also im Mittel 10 mm an jedem Tage. Die nächstgrößten nassen Perioden auf der Islote de los Evangelistas dauerten 65 und 64 Tage. Die Ursachen der langen Regenperioden an der südwestlichen Küste des Kontinents sind anhaltende Nord- und Westwinde; sobald, nachdem die Winde längere Zeit geweht und Regen gebracht haben, südliche und östliche Winde auftreten, hört es auch auf zu regnen. Ich möchte diese Verhältnisse an zwei Beispielen näher erläutern. Wie die folgende Zusammenstellung zeigt, wehten auf der Islote de los Evangelistas vom 26. Mai 1899 bis zum 5. Juni nord- bis südwestliche Winde, die jeden Tag Regen mit sich brachten; am 6. Juni stellten sich Ostwinde ein, die bis zum 10. anhielten und keinen Tropfen Regen auf die Erde gelangen ließen, bis der Wind am 11. Juni wieder westliche Richtung annahm und es aufs neue zu regnen begann.

Datum 1899	Windrichtung 7,30 h. a. m.	1,30 h. p. m.	9 h. p. m.	Regen mm
Mai 26.	NW	NW	NW	2,8
„ 27.	NE	W	W	9,5
„ 28.	W	W	W	6,3
„ 29.	N	NW	NW	4,5
„ 30.	N	N	N	0,8
„ 31.	SW	SW	SW	1,8
Juni 1.	W	NW	NW	2,0
„ 2.	SW	SW	SW	3,8
„ 3.	SW	SW	SW	3,3
„ 4.	SW	S	S	1,3
„ 5.	SW	SW	SW	1,0
„ 6.	E	E	E	0,3
„ 7.	E	E	E	—
„ 8.	NE	N	E	—
„ 9.	E	E	E	—
„ 10.	E	E	E	—
„ 11.	NE	SW	SW	0,5
„ 12.	NW	NW	NW	2,5
„ 13.	NW	NW	NW	13,8
„ 14.	W	W	W	35,5
„ 15.	NW	NW	W	23,6

Hiernach ist der Regenreichtum am größten bei den Westwinden und nimmt ab je mehr sich die Richtung des Windes dem N und S nähert. Auch die relative Feuchtigkeit, die bei westlichen Winden zwischen 94 und 100 schwankt, sinkt bei Ostwind auf 91—94 herab.

Ein anderes deutliches Beispiel liefert Punta Caranza. Hier wehten vom 3. August 1903 bis zum 12. nördliche und nordwestliche Winde, die Regen führten; am 13. schlug die Windrichtung dauernd nach S um, und es blieb trocken.

Datum	Windrichtung 8 a. m.	2 p. m.	9 p. m.	rel. Feuchtigkeit Tagesmittel	Regen
August 3.	N	N	N	83 Proz.	2,3
„ 4.	N	N	N	85 „	7,2
„ 5.	calme	calme	calme	81 „	2,8
„ 6.	N	N	N	82 „	Regen sehr gering
„ 7.	N	N	N	82 „	1,0
„ 8.	N	NW	NW	87 „	4,0
„ 9.	calme	calme	calme	85 „	8,3
„ 10.	calme	NW	calme	79 „	10,8
„ 11.	N	NW	NW	87 „	1,2
„ 12.	calme	NW	N	76 „	2,8
„ 13.	calme	S	S	82 „	1,3
„ 14.	S	S	NW	78 „	—
„ 15.	S	S	S	83 „	—
„ 16.	SE	S	S	77 „	—
„ 17.	E	S	S	73 „	—
„ 18.	calme	S	S	77 „	—

Ich werde an anderer Stelle auf den Einfluß der Windrichtung auf den Regenfall zurückkommen.

An der Ostküste Südamerikas erreichen die Regenperioden nicht die gleiche Länge wie im Westen. São Paulo mit 24 aufeinander folgenden Regentagen nimmt dort die erste Stelle ein, dem sich Georgetown mit 22 Tagen anschließt. An der argentinischen Küste beträgt das Maximum der Regenperioden in Chubut sechs Tage, während dieselbe in Matanzas und Punta Dungeness, dem östlichsten Punkte der Magalhães-Straße, fünf Tage zählt. An einigen der Orte im Innern kommen nasse Perioden bis zu zehn Tagen vor; dagegen beträgt das betreffende Maximum in San Juan, das mit 671 Tagen die längste Trockenperiode verzeichnete, nur drei Tage. Wenn hier also einmal, nachdem eine monatelange Dürre das Land heimgesucht hat, an drei aufeinander folgenden Tagen Regen gefallen ist, so ist damit der Regen erschöpft, und es beginnt wieder eine längere oder kürzere Trockenperiode.

Index der Erhaltungstendenz.

Als Erhaltungstendenz wird in der Klimatologie das Bestreben der Witterung aufgefaßt, einen Wechsel des Wetters seltener herbeizuführen, als eine Aufeinanderfolge von gleichen Tagen, oder dasjenige, die Aufeinanderfolge von Tagen gleichen Charakters nicht dem Zufall, sondern einer Tendenz zur Erhaltung der bestehenden Witterung zu überlassen. Beim Betrachten der Zusammenstellung der Indices der Erhaltungstendenz an den verschiedenen Orten Südamerikas und dem Vergleich dieser Tabelle mit derjenigen der größten Länge der Perioden glaubt man anfänglich auf Widerspruch zu stoßen; denn, wenn an einigen Orten Perioden von über 100 Tagen Länge vorkommen, so darf man hier doch wohl davon reden, daß die Faktoren, die diese Trockenheit bedingen, lange Zeit bestehen bleiben, und daß hier also eine große Erhaltungstendenz besteht. Trotzdem ist gerade an diesen Orten der Index der Erhaltungstendenz ein äußerst niedriger. Wir müssen deshalb, obgleich es unwahrscheinlich ist, annehmen, daß hier die Aufeinanderfolge der Tage gleichen oder verschiedenen Witterungscharakters lediglich durch den Zufall bestimmt wird. Am auffallendsten tritt diese Erscheinung auf bei San Juan, welches, was Regenfall anbetrifft, bekanntlich in mehr als einer Beziehung eine extreme Stellung einnimmt. Trotzdem in San Juan im Laufe von zehn Jahren sieben Trockenperioden von über 100 Tagen Länge verzeichnet sind und die mittlere Länge der sämtlichen Perioden ohne Niederschlag 32 Tage beträgt, weist San Juan einen Index der Erhaltungstendenz

von nur 0,09 auf. Wenn also die Formel für die Berechnung dieses Wertes auch für Südamerika giltig und anwendbar ist, so beweist diese Zahl, daß in San Juan die Aufeinanderfolge der Tage lediglich durch den Zufall bestimmt wird, und daß keinerlei Tendenz zur Erhaltung der herrschenden Witterung besteht. Auch die Indices der übrigen Stationen im Innern des Kontinentes, Itacurubi del Rosario, Andalgala und Córdoba sind sehr klein und lassen das soeben gesagte für das ganze Innere des Festlandes für wahrscheinlich gelten. Demgegenüber ist die Erhaltungstendenz erheblich größer an den Küsten, besonders im SW. Den größten Index der Erhaltungstendenz besitzt die Islote de los Evangelistas, wo sie im Jahresmittel 0,48 beträgt und im Winter auf 0,51 steigt. In San Juan, dessen Jahresmittel mit 0,09 oben bereits angegeben ist, beträgt sie für nasse Perioden im Winter nur 0,01, das Minimum in Südamerika. Ich möchte hier noch auf eines hinweisen. Wie H. Meyer annimmt, muß der Index der Erhaltungstendenz für nasse und trockne Perioden desselben Ortes in der gleichen Jahreszeit gänzlich oder doch annähernd gleich sein. Dieses mag ja in einigen Fällen auch für Südamerika zutreffen; die Regel aber ist es nicht. So ist z. B. in San Juan der Index der Erhaltungstendenz im Winter für nasse Perioden 0,01, für trockne dagegen 0,13, also dreizehnmal so groß. Dieses Verhältnis entspricht insofern auch der allgemeinen Auffassung, als es sehr richtig erscheint, daß die Erhaltungstendenz für Trockenperioden, die im Mittel über 100mal so lang sind als die Regenperioden, auch dementsprechend größer sein muß. Im Herbst ist das Verhältnis allerdings wieder einmal gänzlich regelwidrig. Der Index der Erhaltungstendenz scheint mir überhaupt für die Verhältnisse in Südamerika nicht zu passen; ich habe ihn verwendet, da mir andere Werte fehlen. Den Index der Abweichung, wie ihn Riggenbach[1]) eingeführt hat, konnte ich nicht berechnen. Wohl wäre es möglich, die mittlere Abweichung der Perioden festzustellen: doch versagt die Formel für die theoretische Abweichung. Riggenbach berechnet die theoretische Abweichung für Niederschlags- und Trockenperioden, die er mit An und At bezeichnet, nach der Formel:

$$\mathrm{An} = 2\,\frac{\mathrm{N}}{\mathrm{S}} \text{ und } \mathrm{At} = \frac{\mathrm{T}}{\mathrm{S}}, \text{ wenn } 1 < \frac{\mathrm{S}}{\mathrm{N}} < 2 \text{ und}$$

$$\mathrm{An} = 4\left(\frac{\mathrm{N}}{\mathrm{S}}\right)^2 \text{und } \mathrm{At} = 4\left(\frac{\mathrm{T}}{\mathrm{S}}\right)^2, \text{ wenn } 2 < \frac{\mathrm{S}}{\mathrm{N}} < 3 \text{ ist,}$$

wobei S die Gesamtzahl aller Tage, N die Zahl der Tage mit, T die Zahl der Tage ohne Niederschlag bezeichnet. Welche Formel soll nun aber zur Anwendung kommen, wenn $\frac{\mathrm{S}}{\mathrm{N}} = 3{,}9$ (São Paulo im Winter), $= 7{,}4$ (Chubut im Sommer) oder gar $= 29$ (San Juan im Jahresmittel) ist? Läßt man den Index der Erhaltungstendenz auch für Südamerika gelten, so ergeben sich aus der Tabelle folgende Regeln für die Größe desselben in den verschiedenen Gegenden:

1. Der Index der Erhaltungstendenz ist an den Küsten größer als im Innern des Kontinentes und nimmt im allgemeinen in der Richtung vom Meere gegen das Innere ab.
2. Der Index der Erhaltungstendenz ist an der Westküste größer als an der Ostküste.
3. An der Ostküste ist der Index der Erhaltungstendenz im S kleiner als im N.
4. An der Westküste tritt das Maximum des Index der Erhaltungstendenz während der Regenzeit im Winter oder Frühling, das Minimum während der Trockenzeit im Sommer oder Herbst ein. An der Ostküste tritt das Maximum in den vom Passat bestrichenen Gebieten in der Trockenzeit ein, während im südlichen Teile der Ostküste und im Innern das Auftreten des Maximums oder Minimums an keine bestimmte Jahreszeit gebunden zu sein scheint.

[1]) M. Z. 1890, S. 44.

5. Im allgemeinen ist der Index der Erhaltungstendenz in niederschlagsreichen Gebieten größer als in den regenarmen; eine Ausnahme bildet Lima, das zum trockensten Gebiet von Südamerika gehört und anderseits den größten Index der Erhaltungstendenz aufweist.
6. Je größer für einen Ort das Verhältnis des absoluten Tagesmaximums des Regenfalles zur jährlichen Regenhöhe ist, desto kleiner ist in der Regel der Index der Erhaltungstendenz.
7. Eine Abhängigkeit des Index der Erhaltungstendenz von der Höhe über dem Meeresspiegel läßt sich nicht nachweisen.
8. Der Index der Erhaltungstendenz ist am größten in Gebieten, die unter der Herrschaft regelmäßig auftretender Winde stehen.

Es geht hieraus hervor, daß die »Aktionszentren der Atmosphäre«, durch welche das wechselnde Auftreten langer Regen- und Trockenperioden bedingt wird, auf dem Meere und nicht im Innern des Kontinentes zu suchen sind. Während einerseits das Meer durch Lieferung des größten Teiles der Luftfeuchtigkeit die Grundbedingung für das Auftreten und Andauern von Regenperioden bietet, wirkt es auch durch die durch den Gegensatz von Land und Meer verursachten regelmäßigen und andauernden Winde wie Passate und Monsune dahin, daß eine einmal eingetretene Regen- oder Trockenperiode noch länger anhält.

Daß der Index der Erhaltungstendenz an der Westküste erheblich größer ist, als an der Ostküste und im Innern Südamerikas, wird leichter verständlich beim Vergleich dieses Umstandes mit den dieser Arbeit beigegebenen Windtabellen. In der Verteilung der Winde auf die verschiedenen Richtungen tritt uns eine geradezu erstaunliche Beharrungstendenz entgegen. Auf der Insel Santa Maria (36° 59′ S, 73° 32′ W. v. Gr.) wehen konstante Südwinde und zwar so, daß oft wochenlang keine andere Windrichtung beobachtet wird und nur selten der Wind sich einmal nach SW oder gar nach W dreht. Die erste Stelle dürfte in dieser Beziehung wohl Iquique einnehmen. Es wehten hier z. B. in der Zeit vom 12. November 1902 bis zum 14. April 1903, also volle fünf Monate ausschließlich Südwestwinde und auch nicht ein einziges Mal ist irgend eine andere Richtung festgestellt worden. Ähnlich, wenn auch nicht so scharf ausgeprägt, liegen die Verhältnisse an der ganzen chilenischen Küste. Hierin zeigt sich doch unverkennbar, daß die Ursachen, die hier einen Wechsel der Witterung bedingen, längere Zeit andauern. Daß diese Erhaltungstendenz auch für nasse Perioden besteht, zeigt der Regenfall in Punta Galera im November 1903. Es wehten vom 1. bis zum 18. November andauernd Südwinde, die dauernde Trockenheit verursachten. Am 19. November schlug der Wind nach N um und behielt zehn Tage lang nördliche und nordwestliche Richtung bei. An den zehn Tagen des Nordwindes fiel täglich Regen. Es bestand also auch eine Tendenz der Erhaltung für diese Regenperiode. Auch in jenen Teilen der Ostküste, in denen der Südostpassat regelmäßig auftritt, ist eine größere Erhaltungstendenz bemerkbar, als in den Gegenden, die hiervon nicht getroffen werden, was ja an dem südlichen Teile der Ostküste der Fall ist. So ergibt sich auch aus den Beobachtungen, daß in den Gebieten des Südostpassates und der konstanten Westwinde der Index der Erhaltungstendenz am größten ist während der Regenzeit und in der trocknen Jahreszeit am kleinsten. Dieses folgt daraus, daß während der Regenzeit die die nasse Witterung bestimmenden Faktoren, die Südost- bzw. Westwinde, viel regelmäßiger und anhaltender auftreten, als während der übrigen Jahreszeiten und besonders während der Trockenzeit diejenigen Winde, durch welche die Trockenheit verursacht wird. In den vom Meere oder den Meerwinden gar nicht oder nur wenig beeinflußten Gebieten, d. h. im Innern des Kontinentes und an dessen südöstlicher Küste zeigt sich ein Maximum des Index der Erhaltungstendenz bald während der Regen-, bald in der Trockenzeit.

Ebenso wie in den von regelmäßig und auch andauernd auftretenden Windrichtungen beherrschten Gebieten der Index der Erhaltungstendenz um die Zeit des Auftretens dieser Winde am größten ist, so ist im allgemeinen der Index der Erhaltungstendenz auch größer in den Gebieten größeren Regenreichtums, der ja wiederum durch die diese Gebiete auszeichnenden Winde verursacht wird, während in den regenarmen Landstrichen von Nord- und Westargentinien der Index der Erhaltungstendenz nur gering ist. Ob in dem niederschlagsreichen Amazonastal die Erhaltungstendenz groß oder gering ist, läßt sich bedauerlicherweise nicht nachweisen, da von keinem einzigen Orte aus jener Region entsprechende ausführliche Beobachtungen vorliegen; dasselbe gilt von Ecuador, Columbia und Venezuela sowie dem Trockengebiet im NE Südamerikas. Auffallend ist es, daß Lima, und ebenso wohl die ganze Küste von Peru und Nord-Chile, mit einer äußerst geringen Niederschlagsmenge eine so große Erhaltungstendenz aufweist, wohingegen doch, wie bereits gesagt, einerseits die Gebiete mit großem Index der Erhaltungstendenz in der Regel sehr niederschlagsreich sind, anderseits aber die Trockengebiete in Nordwest-Argentinien nur eine geringe Erhaltungstendenz besitzen. Dieser Umstand zeigt wiederum, wie schon hervorgehoben, daß die Faktoren, welche die Erhaltung der jeweilig herrschenden Witterung bedingen, in den Trockengebieten von Argentinien und von Peru verschiedene sein müssen. Vielleicht sind es an der Westküste zum Teil auch die aufsteigenden kühlen Tiefengewässer, durch die ja die diesen Gebieten eigene verhältnismäßig niedrige Temperatur hervorgerufen wird. Ganz besonders aber steht die Westküste unter dem Regime des bedeutenden Luftdruckmaximums, das das ganze Jahr hindurch westlich von Südamerika über dem südlichen Stillen Ozean lagert und die Windverhältnisse bedingt und durch seine Konstanz auch dahin wirkt, daß der Index der Erhaltungstendenz ein so außerordentlich großer ist.

Recht interessant ist der Umstand, daß der Index der Erhaltungstendenz um so kleiner wird, je mehr das Verhältnis des absoluten Tagesmaximums des Regenfalles zur jährlichen Regenhöhe wächst. Ich habe dieses Verhältnis in folgender kleinen Tabelle zur Anschauung gebracht, wobei ich bemerke, daß einige Orte wie Lima, Pernambuco und andere allerdings einige Abweichungen von der Regel zeigen:

	I. d. E.	Verhältnis des Tagesmax. zur jährl. Regenhöhe in %
Islote de los Evangelistas	0,48	3,5
Lima	0,46	(7,4)
Punta Galera	0,43	5,4
São Paulo	0,39	8,0
Pernambuco	0,38	(4,2)
Georgetown	0,36	8,0
Rio Claro	0,34	10,0
16 de Octubre	0,31	13,0
Itacurubi del Rosario	0,19	(11,0)
Matanzas	0,14	18,0
Andalgala	0,13	23,0
Córdoba	0,12	(15,0)
San Juan	0,09	76,0

Wie an anderer Stelle ersichtlich, liegt der Scheitelwert des Verhältnisses des Tagesmaximums zur jährlichen Regensumme zwischen 8 und 10 Proz.; dieses dürfte also dasjenige Verhältnis sein, das einem annähernd normalem Regenfall zukommt. Außerordentlich hohe Verhältniszahlen, wie z. B. 23 und 76 Proz. bezeichnen Orte, an denen plötzlich relativ starke Niederschläge fallen, d. h. große Abnormitäten im Regenfall auftreten. Diese ungewöhnlichen Regenperioden sind in der Regel nur von äußerst kurzer Dauer und es kommt ihnen nur eine geringe Erhaltungstendenz zu, was ja auch in der Tabelle zum Ausdruck gelangt.

Wahrscheinlichkeit einer r-tägigen Periode.

Bei der Betrachtung der Häufigkeit der verschieden langen Perioden stellt sich heraus, daß im allgemeinen, und dieses in ganz besonders hohem Maße bei den Regenperioden, diejenigen von eintägiger Dauer entschieden vorwiegen; in San Juan sind im Jahresmittel 880 ‰ aller Regenperioden von nur einem Tage Dauer, im Winter treten Perioden, die länger sind als einen Tag, überhaupt nicht auf. Den größten Prozentsatz eintägiger Trockenperioden weist Georgetown auf mit 486 ‰ im Jahresmittel; im Winter beträgt der Prozentsatz hier 630 ‰. Der Umstand, daß Perioden länger als einen Tag den höchsten Prozentsatz erreichen, tritt in Islote de los Evangelistas ein, wo zweitägige Regenperioden mit 126 ‰ an erster Stelle stehen, während eintägige nasse Perioden nur 79 ‰ betragen. Es bestätigt sich hiermit wiederum die schon oben erwähnte große Erhaltungstendenz. Die Häufigkeit der Perioden nimmt mit dem Zunehmen ihrer Länge ab. In den Küstenklimaten geschieht die Abnahme der Häufigkeit der Regen- und Trockenperioden ziemlich gleichmäßig; im exzessiven kontinentalen Klima dagegen ist dieses nur der Fall bei den Trockenperioden, während die Kurve der Regenperioden meistens gleich zu Beginn außerordentlich steil fällt und schon bei noch geringer Periodenlänge ganz verschwindet. Nur an einigen Küstenorten wie Recife, Punta Galera und Georgetown fällt die Häufigkeitskurve der nassen Perioden ebenso regelmäßig, wie die der trocknen. Mitunter, so z. B. beim Jahresmittel der Trockenperioden in San Juan, fällt die Häufigkeitskurve anfänglich, um nachher wieder zu steigen; nachdem sie hier nämlich bei einer Länge der Perioden von fünf Tagen mit 18 ‰ ihr erstes Minimum erreicht hat, steigt die Kurve bei acht Tagen wieder auf 54, um dann wieder langsam zu fallen. Wenn die Kurven bei Perioden von über zehn Tagen Länge wieder steigen, so beruht dieser Umstand darauf, daß hier anfänglich je fünf, später 25 und selbst 100 Werte zusammengefaßt sind.

Auf einige interessante Tatsachen möchte ich hier noch hinweisen. In Andalgala treten im Winter keine eintägigen Trockenperioden auf; man kann hier erst nach mindestens vier trocknen Tagen Regen erwarten, und dieses auch nur in 200 von 1000 Fällen. In 800 Fällen fällt Niederschlag erst nach regenlosen Perioden von über 50 Tagen Länge. In San Juan beträgt im Winter die kürzeste Trockenperiode neun Tage; über ein Drittel der Trockenperioden sind hier über 100 Tage lang.

Abhängigkeit der Veränderlichkeit von der Länge der voraufgegangenen Periode.

Ich bemerke im voraus, daß ich die Wahrscheinlichkeit eines Wetterwechsels nach Verlauf einer r-tägigen Periode in Tausendstel angegeben, die Null vor dem Komma der Übersicht wegen aber fortgelassen habe.

Die Beobachtungen ergeben, daß an den Orten mit großer Erhaltungstendenz die Wahrscheinlichkeit eines Wetterwechsels nach r-tägiger Periode, abgesehen von kleinen Schwankungen, sich ziemlich gleich bleibt oder sich mit Zunahme der Periodenlänge merklich verkleinert. Hieraus geht hervor, daß, wenn eine Periode schon eine bestimmte Anzahl von Tagen gedauert hat, es wahrscheinlich ist, daß die Witterung noch länger konstant bleibt, als daß ein Umschlag des Wetters eintrete. An Orten mit kleiner Erhaltungstendenz schwankt die Wahrscheinlichkeitskurve des Wetterwechsels um verhältnismäßig recht beträchtliche Werte.

Regenwahrscheinlichkeit.

Die Regenwahrscheinlichkeit schwankt in Südamerika zwischen 4 und 85; 4 beträgt sie in San Juan, 85 auf der Isla de los Estados. Das monatliche Maximum beträgt im Februar auf der Isla de los Estados 94; es ist also fast kein Tag regenlos. Auf der Karte habe ich die Orte in drei Klassen geteilt und folgende Stufen der Regenwahrscheinlichkeit angenommen 1—25, 26—50 und über 50. Die Zonen, in denen unter 750 mm Regen im Jahre fallen, haben in der Regel von 100 Beobachtungstagen 1—25 solche mit Regen. In den Gebieten mit mehr als 1000 mm jährlichen Niederschlags beträgt die Regenwahrscheinlichkeit 26—50 und nur in zwei relativ kleinen Gebieten fällt an mehr als der Hälfte der Beobachtungstage Niederschlag. Dieses ist der Fall an der Küste von Guayana und Pará im NO und im südlichsten Chile und Feuerland im S und SW des Kontinentes.

Mittlere, größte und kleinste monatliche Regenmenge[1]). Trockne und nasse Monate und Jahre.

Von großer praktischer Bedeutung für die Beurteilung der Regenverhältnisse eines Ortes sind die Extreme des Regenfalles, nämlich die größten und kleinsten Monatsmengen, die absolute Schwankung und die größten Tageswerte. Nach unten hin ist mit Null schon eine bestimmte Grenze gezogen, während dieses nach oben zu nicht der Fall ist. Die größten Monatsmengen in Südamerika fallen, soweit die vorliegenden Beobachtungen ergeben, in Pernambuco. Trotzdem Pernambuco bei weitem nicht der regenreichste Ort Südamerikas ist, im Amazonastal, am Ostabhang der Serra Paranapiacaba und im südlichen Chile fallen im Mittel erheblich größere Mengen, und trotzdem auch die mittlere Schwankung der Monatsmittel in Pernambuco keineswegs bedeutend ist, ist die absolute Schwankung der Monatssummen eine ganz erhebliche. Der mittlere Regenfall im Juli beträgt 355 mm; das Maximum ist gleich 1440 mm, dem ein Minimum von 58 mm gegenübersteht. Die Bewohner von Pernambuco können also im Juli, zur Zeit der Baumwollernte, darauf gefaßt sein, daß innerhalb dieses Monats entweder über 1400 mm oder unter 100 mm Regen fallen, ein Umstand, der bei der Wichtigkeit der Baumwolle für Pernambuco immerhin zu berücksichtigen bleibt. Man ist auch nicht immer imstande, von einem Monat auf den folgenden zu schließen, wenn allerdings die Wahrscheinlichkeit, daß auf einen Monat ein solcher mit geringerer Niederschlagsmenge folgt als umgekehrt, in Pernambuco stets die größere ist. In bezug auf die größte Jahressumme wird Pernambuco von Alto da Serra bedeutend übertroffen, sie betrug dort 4500 mm, hier 5563 mm, also über 1000 mm mehr. Auch in Alto da Serra treten äußerst regenreiche Monate auf, z. B. betragen die Maxima des April, Mai und Juni 1102, 1081 und 1273 mm. In dem regenreichen Gebiet von Süd-Chile sind die Maxima und absoluten Schwankungen viel unbedeutender als in den soeben behandelten Gegenden. Auf der Islote de los Evangelistas z. B. erreichen die niederschlagsreichsten Monate, deren Mittel denjenigen von Pernambuco und Alto da Serra fast gleichkommen, nur Maxima von 450 mm, die absolute Schwankung ist dementsprechend auch fünfmal so klein.

Ersieht man aus den diesbezüglichen Tabellen, auf wie bedeutende monatliche Regenmengen man in einigen Gegenden gefaßt sein darf, so geben dieselben gleichzeitig an, wie

[1]) Ich bemerke hier im voraus, daß die in den hierzu gehörigen Tabellen angegebenen Werte nicht direkt miteinander vergleichbar sind, da sie nicht homogenen Beobachtungsreihen entstammen. Wenn dadurch also die Bedeutung derselben auch leidet, so lassen sich meines Erachtens dennoch berechtigte Schlüsse ziehen.

hoch man seine Erwartungen in anderen Gebieten, z. B. den Trockengebieten stellen darf. So sind in San Juan während 22 Jahren in keinem Monat mehr als 55 mm Regen gefallen, während die Bewohner von Lima in den Wintermonaten im günstigsten Falle auf 23 mm, in den warmen Sommermonaten aber nur auf 4 mm für den ganzen Monat rechnen dürfen.

Die Frage nach der Häufigkeit trockner und nasser Monate läßt sich nur für Rio de Janeiro beantworten, da dieses der einzige Ort ist, von dem eine genügend lange Periode vorliegt, in diesem Falle 50 Jahre. Diese Beobachtungsreihe ergibt folgende Resultate:

	ohne Regen	sehr trocken — 50 %	trocken 50—100 %	naß 100—125 %	sehr naß 126—171 %	außerord. naß > 176 %
Januar	0	22	32	14	24	8
Februar	0	22	32	12	24	10
März	0	26	34	14	10	16
April	0	30	36	8	12	14
Mai	0	22	34	20	16	8
Juni	2	26	34	10	20	8
Juli	0	30	34	8	16	12
August	4	26	20	24	18	8
September	0	22	32	14	24	8
Oktober	0	12	42	20	18	8
November	0	18	42	14	16	10
Dezember	0	14	46	14	18	8

Den Monat August ausgenommen, sind während des ganzen Jahres die trocknen Monate häufiger als die nassen; ganz regenlos können nur Juni und August sein und die außerordentlich nassen Monate stellen sich im Sommer ein.

Bei der Auszählung der trocknen und nassen Jahre habe ich die Skala von Hellmann angewendet, nur habe ich noch eine Gruppe »außerordentlich trocken« eingeführt für die Monate, die weniger als 50 Proz. des Mittels aufweisen.

	äußerst trocken unter 50 %	sehr trocken 51—75 %	trocken 76—100 %	naß 101—125 %	sehr naß 126—150 %	außerord. naß 150— %
Rio de Janeiro (50)	—	16	36	30	18	—
Puerto Montt (22)	—	—	48	48	4	—
Córdoba (20)	—	10	55	10	25	—
Recife (25)	20	12	28	20	12	8

Mit Ausnahme von Puerto Montt sind überall die trocknen Jahre häufiger als die nassen; äußerst trockne und äußerst nasse Monate weist nur Recife auf, das auch hier wieder eine extreme Stellung einnimmt. Beobachtet man die Anzahl der positiven und negativen Abweichungen der Monatssummen vom Mittelwerte, so ergeben sich folgende Resultate:

Anzahl der positiven und negativen Abweichungen vom Mittel der Niederschläge.

		Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Rio de Janeiro (50)	S +	23	24	19	17	22	20	19	25	24	23	20	20	24
	S —	**27**	**26**	**31**	**33**	**28**	**30**	**31**	**25**	**26**	**27**	**30**	**30**	**26**
Georgetown (22)	S +	10	10	9	8	**14**	9	9	9	10	9	10	9	9
	S —	**12**	**12**	**13**	**14**	8	**13**	**13**	**13**	**12**	**13**	**12**	**13**	**13**
Córdoba (20)	S +	9	**11**	**10**	7	5	6	8	5	8	7	**11**	8	7
	S —	**11**	9	8	**13**	**15**	**14**	**12**	**15**	**12**	**13**	9	**12**	**13**
Puerto Montt (26)	S +	11	13	11	12	12	11	12	11	13	13	13	13	13
	S —	**15**	13	**15**	**14**	**14**	**15**	**14**	**15**	13	13	13	13	13
Pernambuco (27)	S +	9	8	10	**14**	13	12	8	10	10	12	8	8	11
	S —	**18**	**19**	**17**	13	**14**	**15**	**19**	**17**	**17**	**15**	**19**	**19**	**16**

Im Durchschnitt überwiegen die negativen Abweichungen und zwar mitunter ganz erheblich, wie z. B. in Rio de Janeiro im April, wo auf 17 positive 33, also fast die doppelte Anzahl negativer Abweichungen kommen. In Córdoba im Mai ist dieses Verhältnis sogar 1:3.

Maxima des Regenfalles in 24 Stunden.

Die weitaus größten Regenmengen innerhalb 24 Stunden fallen im Staate São Paulo (Brasilien) am Ostabhang der Serra do Mar. In einer Höhe von 230 m, am Kilometer 22 der Eisenbahn Santos—São Paulo wurde hier am 29. März 1898 eine Niederschlagshöhe von 417 mm gemessen; in der doppelten Meereshöhe, beim Kilometer 25,2, fielen am gleichen Tage 313 mm und am Ende der Drahtseilbahn, in 800 m Höhe am selben Tage nur 61 mm. In den übrigen Teilen von Südamerika sind Maxima von über 200 mm an einem Tage nicht notiert, mit Ausnahme von Tumbes in Chile, wo an einem Apriltage einmal 242 mm gefallen sind. Im regenreichen Gebiet von Süd-Chile sind selbst Maxima von mehr als 100 mm eine Seltenheit, während sie im östlichen und zentralen Teile von Südamerika häufig auftreten.

Sehr interessant ist das Verhältnis der absoluten und mittleren Tagesmaxima zum Monats- bzw. Jahresmittel. Das Verhältnis der Maxima zu den Monatsmitteln ist begreiflicherweise im Innern des Kontinentes größer als an den Küsten; in Andalgala beträgt dasselbe bereits über 400 % im Mai und in San Juan erreicht dasselbe während der Winter- und Herbstmonate ganz außerordentliche Höhen.

Das Verhältnis des absoluten Tagesmaximums zum Jahresmittel, das ich schon des öfteren erwähnt habe, richtet sich nach folgenden Gesichtspunkten:

1. Das Verhältnis des absoluten Tagesmaximums zum Jahresmittel wächst mit der Abnahme der jährlichen Regenhöhe und umgekehrt. Doch gelangt man hierbei zu dem eigentümlichen Resultat, daß das Verhältnis des Tagesmaximums zum Jahresmittel nur abnimmt beim Wachsen der Regenhöhe bis 3000 mm; die Orte, die mehr als 3000 mm Regen aufweisen, besitzen auch wiederum ein größeres Verhältnis des Tagesmaximums zum Jahresmittel:

Jährliche Regensumme:	— 1000 mm	1000—2000	2000—3000	über 3000
Verhältnis des Tagesmaximums zum Jahresmittel:	30 %	9 %	5 %	9 %

Eine kartographische Darstellung dieses Verhältnisses zeigt deutlich, wie klein dasselbe in den regenreichen Gebieten von Ost-Brasilien und Süd-Chile ist, während es in den Trockengebieten von Mittel-Argentinien und Nord-Chile seine Maxima aufweist.

2. Das Verhältnis des Tagesmaximums zum Jahresmittel ist für einen Ort um so größer je kleiner der Index der Erhaltungstendenz ist und umgekehrt. (Siehe in dem Kapitel über die Erhaltungstendenz Seite 23.)

3. Das Verhältnis des Tagesmaximums zum Jahresmittel nimmt zu mit dem Zunehmen der Maxima der Trockenperioden und dem Abnehmen der Maxima der Regenperioden.

Diese Zu- resp. Abnahme ist nur soweit eine regelmäßige, als sie mit den nassen Perioden verglichen werden, wie folgende Zusammenstellung zeigt:

	V. d. T. z. I.	Max. d. nassen Perioden		V. d. T. z. I.	Max. d. nassen Perioden
Islote de los Evangelistas	3,5 %	72 Tage	Itacumbi del Rosario	11 %	10 Tage
Isla Mocha W.	5,4 „	46 „	Colonia 16 de Octubre	13 „	10 „
Lima	7,4 „	39 „	Córdoba	15 „	5 „
São Paulo	8,0 „	24 „	Matanzas	18 „	5 „
Georgetown	8,0 „	22 „	Andalgala	23 „	6 „
Rio Claro	10 „	18 „	San Juan	76 „	3 „

Um die Zunahme des Verhältnisses des Tagesmaximums zum Jahresmittel mit der Zunahme der Maxima der Trockenperioden zu vergleichen, habe ich die Werte von je drei aufeinanderfolgenden Stationen zusammengefaßt und folgende Resultate erhalten:

V. d. T. z. J.	Mittl. Max. der Trockenperioden	Mittl. Max. der Regenperioden	V. d. T. z. J.	Mittl. Max. der Trockenperioden	Mittl. Max. der Regenperioden
38,0 %	310 Tage	5 Tage	6,2 %	35 Tage	28 Tage
14,0 „	63 „	11 „	7,2 „	20 „	41 „
7,2 „	42 „	31 „			

Monatliche Regenmengen (unreduziert).

Station	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember	Jahr	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Schwankung in %
Atlantisches Gebiet.																		
Nordseite.																		
Cartagena (6)	0	0,5	2,5	2,5	108	135	81	134	135	224	117	15	955	16	113	350	476	24
Carácas (16)	23	7	15	30	71	101	123	96	106	113	85	41	811	71	116	320	304	14
Guiana.																		
Georgetown (50)	192	144	145	166	276	306	246	169	68	60	144	287	2203	623	587	721	272	11
Burnside (10)	144	132	195	172	214	225	194	151	39	30	77	151	1724	427	581	570	146	11
Groningen (2½)	142	89	103	241	401	332	188	189	62	69	174	154	2144	385	745	709	305	
Catharina Sophia (4⅚)	251	78	191	186	237	273	211	123	61	72	127	200	2010	529	614	607	260	
Paramaribo (32½)	225	170	204	228	298	282	209	154	72	71	135	223	2271	618	730	645	278	10
Sommelsdyk (1⅚)	78	98	143	297	398	244	224	249	72	78	202	162	2245	338	838	717	352	
Placer L. en F. (1)	109	64	163	82	201	296	250	149	41	93	50	181	1679	354	446	695	184	
Cayenne (41)	359	307	386	394	509	376	166	66	28	34	118	268	3011	934	1289	608	180	16
Amazonas, Matto Grosso.														S	H	W	F	
Manáos (6½)	250	243	300	330	191	129	76	46	39	100	162	261	2127	754	821	251	301	14
Yquitos (1 7/12)	260	250	311	165	254	189	167	117	221	184	214	291	2623	801	730	473	619	7
S. Antonio (1)	402	279	371	279	151	65	8	27	145	49	287	255	2318	936	801	100	481	17
Cuyabá (6)	271	260	251	139	52	26	12	6	61	104	154	187	1523	718	442	44	319	17
Ladario (1¾)	159	85	78	68	31	88	0	6	36	172	148	102	973	346	177	94	356	18
Nordöstliches Brasilien.																		
Para (14½)	263	320	338	336	237	144	125	108	82	63	59	129	2204	712	911	377	204	13
S. Luiz (4½)	86	256	520	501	489	145	157	36	15	17	20	56	2298	398	1510	338	52	22
Ceará (30½)	68	193	287	361	269	133	51	16	14	16	13	42	1463	303	917	200	43	24
Quixeramobim (6)	43	120	151	103	97	54	27	8	0,6	0,4	2,0	39	652	202	351	89	3	23
Quixadá (1)	51	257	289	144	253	130	60	73	0	0	0	0	1257	308	686	263	0	
Alto Parnahyba (1)	219	110	235	81	55	0	0	0	0	94	91	81	966	410	371	0	185	24
Parahyba (4¾)	31	71	96	146	252	245	250	168	65	27	17	54	1422	156	494	663	109	16
Pernambuco (29½)	76	87	174	276	318	353	355	196	87	27	23	33	2005	196	768	904	137	17
Victoria (7)	85	56	101	156	125	143	170	104	49	11	22	29	1051	170	382	417	82	15
Isabel (6½)	36	47	78	145	193	145	155	125	50	19	19	26	1038	109	416	425	88	16
Sta Anna do Sobradinho (3½)	77	40	148	11	5	7	0	—	12	38	11	22	371	139	164	7	61	40
Aracayú (3½)	10	37	55	109	182	234	136	62	106	56	26	31	1044	78	346	432	188	21
Bahia (10)	96	99	196	227	294	245	179	126	85	165	161	71	1944	266	717	550	411	12
São Bento das Lages (5)	76	108	170	401	275	305	269	142	85	132	142	75	2180	259	846	716	359	
Minas Geraes, Rio de Janeiro.																		
Diamantina (1)	380	141	337	43	38	1	0	2	46	233	161	234	1615	755	418	3	440	
Theophile Ottoni (2)	205	337	392	92	58	20	28	17	61	143	256	255	1864	797	542	65	460	20
Sabará (25)	299	221	192	52	36	15	11	13	53	121	234	390	1637	910	280	39	408	23
Gongo Soco (2)	604	538	253	172	58	55	34	20	93	170	573	370	2940	1512	483	109	836	
Itabira (1)	223	277	150	60	14	—	—	—	125	109	112	233	1303	733	224	—	346	
Bello Horizonte (1⅔)	315	326	220	61	41	16	20	18	94	90	357	191	1749	832	322	54	541	
Ouro Preto (4)	422	381	274	104	45	22	24	41	84	127	236	260	2020	1063	423	87	447	20
Uberaba (8)	307	276	201	99	44	19	14	24	129	148	292	214	1767	797	344	57	569	17
Queluz (6)	260	266	130	41	23	2	13	20	72	143	113	260	1343	786	194	35	328	20
S. João del Rey (5⅔)	318	218	230	66	42	12	8	2	77	63	243	142	1421	678	338	22	383	22

Station	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember	Jahr	Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Schwankung in %
Lawras (1$\frac{5}{12}$)	59	107	128	11	129	76	0	22	85	107	185	270	1179	436	268	98	377	
Barbazena (6)	301	199	201	94	46	10	18	26	87	147	199	221	1549	721	341	54	433	19
Arecaty (1$\frac{1}{3}$)	205	178	193	89	61	4	82	0*	122	133	213	318	1598	701	343	86	468	
Quissaman (3)	129	61	27	25	70	41	24*	30	89	98	147	191	932	381	122	95	334	
Juiz de Fora (6)	269	235	244	67	46	39	11	10*	97	129	217	192	1556	696	357	60	443	17
Rio de Janeiro (50)	126	108	135	111	90	51	41*	46	66	81	109	137	1101	371	356	138	256	9
Santa Cruz (3)	172	146	214	238	131	31*	39	63	115	95	118	88	1450	406	583	133	328	14
Nova Friburgo (6$\frac{2}{3}$)	314	194	200	94	60	17*	27	39	50	152	168	237	1552	745	354	83	370	19
Süd-Brasilien.																		
Porto Ferreira (10)	254	203	162	61	35	27	7*	23	64	102	141	159	1238	616	258	57	307	19
Rio Claro (11)	241	192	143	66	59	50	11*	31	88	123	178	184	1366	617	268	92	389	17
Mattão (2)	454	337	337	309	70	55	24	4*	39	57	107	362	2155	1153	716	83	203	
Campinas (10)	285	207	196	71	71	55	18*	35	82	146	164	187	1517	679	338	108	392	18
Botucatú (6)	242	180	193	44	46	51	15	12*	45	131	127	90	1176	512	283	78	303	19
Bragança (10)	270	182	169	80	56	59	15*	41	89	142	158	195	1456	647	305	115	389	17
Taubaté (5)	279	233	131	77	45	35	26*	33	75	110	169	103	1316	615	253	94	354	19
Cunha (8)	213	155	101	69	26	85	12*	19	58	83	101	86	1008	454	196	116	242	20
Itatiba (6)	201	155	115	70	51	68	16*	58	104	189	166	148	1341	504	236	142	459	14
Ytú (10)	224	157	133	58	36	61	21*	40	77	122	106	143	1178	524	227	122	305	17
Tatuhy (12)	236	188	148	51	93	65	25*	64	79	148	119	163	1379	587	292	154	346	15
Ubatuba (3)	311	193	215	211	235	120	37*	106	280	185	265	297	2455	801	661	263	730	11
S. Paulo (13)	209	205	149	65	76	66	20*	53	81	122	114	155	1315	569	290	139	317	14
S. Roque (6)	249	218	146	64	70	82	34*	67	88	143	144	210	1515	677	280	183	375	14
Alto da Serra (30)	457	426	387	350	209	204	176*	214	280	306	315	373	3697	1256	946	594	901	8
Kilometer 25 (3)	405	276	439	358	206	173	85*	170	310	329	453	273	3477	954	1003	428	1092	11
Kilometer 22 (3)	404	230	478	341	192	179	42*	137	276	287	392	224	3182	858	1011	358	955	13
Raiz da Serra (22)	388	383	389	311	168	137	133*	155	209	215	221	313	3022	1084	868	425	645	8
Santos (22)	319	289	268	232	136	152	128	122	149	152	141	243	2331	851	636	402	442	8
Conceição (5)	260	195	248	137	191	95	57	109	176	181	156	132	1937	587	576	261	513	11
Iguape (10)	245	213	207	147	118	127	73	62	129	136	145	148	1750	606	472	262	410	10
Yporanga (3)	339	308	245	136	103	183	35	115	147	270	165	281	2327	928	484	333	582	13
Curityba (19$\frac{1}{2}$)	185	143	126	83	113	107	58	93	130	171	138	158	1505	486	322	258	439	8
Roça Nova (13)	237	147	155	93	119	107	57	122	135	192	135	143	1642	527	367	286	462	11
Cadeado (13)	421	385	371	193	214	190	145	249	287	369	308	347	3429	1103	778	584	964	8
Morretes (14)	220	184	255	116	104	103	65	110	168	213	144	179	1861	583	475	278	525	10
Alexandra (13)	259	235	225	104	86	91	48	108	120	166	123	147	1712	641	415	247	409	12
Paranaguá (3)	115	254	405	166	168	106	89	64	119	212	142	289	2129	658	739	259	473	15
Palmas (3)	92	98	99	210	216	199	91	101	178	300	184	280	2048	470	525	391	662	10
Ponta Grossa (3)	147	133	177	118	257	130	78	92	200	244	128	239	1943	519	552	300	572	8
Joinville (3)	362	227	224	217	142	156	90	121	189	184	147	186	2245	775	583	367	520	12
Blumenau (28)	179	187	177	145	96	108	89	105	137	148	165	168	1704	534	418	302	450	6
Florianopolis (2$\frac{1}{2}$)	97	143	148	152	62	85	63	134	98	158	120	129	1389	369	362	282	376	7
Itaqui (2)	55	182	139	160	148	36	28	23	103	135	142	51	1202	288	447	87	380	13
P. Alegre (6)	73	49	54	58	66	79	79	107	60	59	39	76	799	198	178	265	158	9
Pelotas (8)	107	84	104	104	75	105	90	134	107	82	54	88	1134	279	283	329	243	7
Rio Grande do Sul (13$\frac{1}{2}$)	66	71	75	86	69	58	112	111	112	76	54	55	945	192	230	281	242	8
Uruguay.																		
Estación Santa Anna (5)	91	113	64	91	118	87	54	60	83	95	71	155	1082	359	273	201	249	9
Salto (4)	95	156	77	147	204	50	128	68	91	126	72	118	1332	369	428	246	289	12
S. Jorge (12)	100	58	98	133	92	84	89	107	84	89	99	84	1117	242	323	280	272	7
Estancia Santa Kilda (4$\frac{7}{12}$)	83	138	165	115	122	95	48	62	67	75	76	135	1181	356	402	205	218	10
Independencia (5)	104	94	96	64	81	76	54	67	118	84	86	133	1057	331	241	197	288	7
Nueva Palmira (5)	75	42	58	63	51	48	53	43	27	97	65	70	692	187	172	144	189	10
San Gregorio (5)	104	55	138	136	96	121	61	139	84	88	85	133	1240	292	370	321	257	6
Estancia San José (12)	85	65	104	94	58	60	65	84	57	83	68	108	931	258	256	209	208	5
Colonia Rio Negro (5)	79	86	129	118	91	121	71	132	92	69*	89	126	1203	291	338	324	250	5
Estancia Concordia (18)	110	61*	126	91	76	66	74	82	94	86	78	122	1066	293	293	222	258	6
Mercedes (15)	90	48*	74	100	62	60	56	67	58	102	61	92	870	230	236	183	221	6
Trinidad (5)	96	62*	109	93	122	114	77	93	91	80	78	133	1148	291	324	284	249	6
Estancia Pichinango (5)	81	35*	146	90	85	83	59	66	92	83	87	89	996	205	321	208	262	11
San José (5)	121	43*	175	119	105	99	91	92	131	89	85	100	1250	264	399	282	305	11
Guadelupe (4$\frac{3}{4}$)	121	61*	208	119	93	83	66	101	107	92	72	81	1204	263	420	250	271	12
Montevideo (25)	82	60*	88	86	98	85	85	68	78	94	76	80	980	222	272	238	248	4
Melo (3$\frac{3}{4}$)	55	40*	75	115	148	212	160	212	148	71	59	38	1333	133	338	584	278	13

Station	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember	Jahr	Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Schwankung in %
Gebiet des Paraguay und Paraná.																		
Villa Occidental (3)	226	272	247	171	194	80	84	23*	60	117	147	215	1836	713	612	187	324	14
Itacurubi del Rosario (7)	224	146	127	102	94	76	78	31*	58	208	150	157	1451	527	323	185	416	13
Asunción (6)	202	171	151	104	91	77	35	29*	60	131	162	101	1314	474	346	141	353	13
Villa Hayes (5)	226	272	247	172	194	80	84	23*	60	117	147	215	1836	713	612	187	324	14
Formosa (14)	167	173	169	126	87	83	38	32*	77	157	160	184	1453	524	382	153	394	11
Corrientes (21)	165	128	132	126	104	53	39	30*	68	115	113	120	1193	413	362	122	296	11
S. Lorenzo (5)	160	58	93	77	83	36*	36*	73	69	87	96	56	924	274	253	145	252	13
Goya (21)	130	96	121	81	67	40	46	30*	52	100	100	116	979	342	269	116	252	10
Villa Concepción (3)	256	98	82	107	116	143	101	69	85	157	91	16*	1321	370	305	313	333	18
Monte Caseros (4)	80	65	76	46*	61	80	67	52	99	93	110	115	944	260	183	199	302	7
Garruchos (8)	227	122	149	193	109	130	80*	100	101	123	128	96	1558	445	451	310	352	9
Curuzu Cuatia ($2\frac{5}{12}$)	149	79	125	133	101	169	170	73*	181	154	102	121	1557	339	359	422	437	6
Hernandarias (8)	106	63	151	110	39	56	21*	34	47	120	88	131	966	300	300	111	255	13
Concordia (22)	110	92	131	130	65	69	70	62*	64	82	70	124	1069	326	326	201	216	6
Paraná (9)	120	89	110	103	41	25*	26	32	56	127	98	128	955	337	254	83	281	11
Uruguay (2)	72	40*	128	63	77	86	104	140	107	107	83	162	1169	274	268	330	297	11
El Paraiso (9)	123	88	122	79	56	43	59	50	40*	95	78	111	944	322	257	152	213	9
Rosario (22)	94	74	124	72	59	39*	45	44	44	83	105	138	921	306	255	128	232	10
Mittleres Argentinien.																		
Estación Misionera (4)	164	96	80	103	23	59	64	22*	65	96	202	107	1081	367	206	145	363	17
Santiago del Estero (18)	71	68	106	34	14	8	6	2*	18	37	55	78	497	217	154	16	110	21
Mailin (3)	38	64	100	5	7	2	1	13	0*	38	98	51	417	153	112	16	136	24
Ceres (4½)	125	94	84	49	22	11	10*	47	26	77	105	116	766	335	155	68	208	15
Estancia S. Jorge (5)	124	112	79	61	48	0*	11	19	9	95	106	104	768	340	188	30	210	16
Córdoba (26)	117	103	90	36	20	7	4*	10	21	64	109	121	702	351	146	21	194	17
Villa Maria (6)	115	63	90	45	21	14	16	33	7*	57	104	107	672	285	156	63	168	16
Carcaraña (6)	123	112	140	55	51	27*	31	43	23	71	66	105	847	340	246	101	160	13
Porto Muerto (6)	127	58	127	45	35	30	23*	65	23	62	91	89	755	274	207	118	176	13
Rio Cuarto (2)	189	67	71	32	19	6	2*	16	31	48	147	85	713	341	122	24	226	26
San Luis (4)	57	71	81	36	10	10	2*	6	19	39	107	112	550	240	127	18	165	20
Westliches Argentinien.																		
Pampa Blanca (4)	138	88	65	83	14	14	1*	2	2	22	39	84	552	310	162	17	63	25
Salta (23)	136	122	102	20	6	0,5	0,3*	2	6	11	59	87	552	345	128	3	76	24
Tucuman (24)	195	164	157	53	38	13	11	10*	16	65	93	138	943	497	238	34	174	19
Andalgala (5)	80	69	64	17	38	4,2	0,1*	5,6	7	8	10	17	285	166	85	10	25	28
Pilciao (14)	43	28	19	7	4	2	1	1	0,1	10	4	7	133	85	30	4	14	32
Catamarca (16)	79	46	41	17	17	3	0,2*	2	4	20	36	66	301	161	75	5	60	26
La Rioja (18)	58	51	38	10	0,5*	2	3	2	3	9	35	52	274	161	49	7	57	21
Saladillo (5)	38	57	144	24	15	2*	7	17	24	49	44	33	454	128	183	26	117	31
San Juan (22)	12	8	6	2	2	0,8	0,2	1	0,14*	4	3	10	49	30	10	2	7	24
Paramillo de Uspallata (4)	21	31	4	0*	2	14	0,5	40	4	32	21	5	175	57	6	55	57	23
Mendoza (22)	23	16	32	16	3	5	3*	4	4	17	16	9	148	48	51	12	37	20
Chos Malal (5)	0	5	26	2	11	19	51	42	0*	15	18	3	192	8	39	112	33	27
Provinz Buenos Aires.																		
Buenos Aires (36)	74	62	105	71	71	71	53*	57	77	92	70	98	901	234	247	181	239	6
Matanzas (15)	90	56*	103	82	69	66	56*	66	75	68	61	100	892	246	254	188	204	6
Estancia S. Juan (30)	93	63	116	80	69	76	53*	69	88	90	84	95	976	251	265	198	262	6
S. Antonio de Areco (3½)	138	45	79	56	58	72	36	26*	58	81	58	139	846	322	193	134	197	13
Tatay (6)	93	45	115	73	67	58	34	31*	69	77	96	101	859	239	255	123	242	10
Salado (13)	81	47	98	52	57	46*	49	67	53	51	72	65	738	193	207	162	176	7
Lobos (5)	60	65	59	31	29*	44	45	60	58	86	101	75	713	200	119	149	245	10
Dolores (17)	78	67	91	46	39	51	47	62	59	55	69	59	733	204	176	170	183	7
Estancia de los Ingleses (27)	70	59	87	70	76	84	50*	57	65	74	70	58	820	187	233	191	209	5
Azul (9)	78	58	113	58	49	24*	60	67	47	92	69	98	813	234	220	151	208	11
Saladillo (4)	49	43	51	15*	36	37	64	83	89	81	131	60	739	152	102	184	301	16
Piqué (9)	62	40	121	48	51	12*	33	30	33	45	52	36	563	138	220	75	130	19
La Carlota (3)	57	38	82	34	39	0*	41	43	1	63	56	50	504	145	155	84	120	16
Maipú (9)	73	48	95	40	42	21*	71	56	44	62	53	53	658	174	177	148	159	11
Ajacucho (8¼)	91	80	113	59	61	50	67	49*	59	71	63	58	821	299	233	166	193	8
Tandil (16)	80	70	134	68	71	56	78	48*	60	76	75	72	888	222	272	182	211	10
Gen. de la Madrid (9)	86	38	113	52	52	16*	58	38	41	42	62	61	659	185	217	112	145	15

Station	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember	Jahr	Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Schwankung in %
Mar del Plata (9)	63	63	74	39	78	33*	87	56	46	52	40	72	703	198	191	176	138	7
Bahia Blanca (30)	39	43	67	41	25	22*	26	25	38	46	51	45	468	127	133	73	135	10
Patagonien und Feuerland.																		
Rio Colorado (5)	132	77	116	81	126	34	36	15*	17	92	29	28	783	237	323	85	138	15
Viedma (3)	10	20	27	43	37	8	12	35	32	4*	25	90	343	120	107	55	61	25
Rawson (9)	12	15	37	15	38	29	11*	22	20	11	22	27	259	54	90	62	53	10
16 de Octubre (5)	28	29	24	64	60	26	86	38	31	28	23	15	451	72	148	150	82	16
Punta Arenas (17)	30	38	47	43	40	50	51	36	28*	33	30	38	463	106	130	137	91	5
Ushuaia (10)	62	63	52	70	56	53	36	37	32*	40	38	50	589	175	178	126	110	6
Orange-Bai (1)	162	86	152	178	115	123	39	139	152	88	126	151	1511	399	445	301	366	
Isla de los Estados (10)	94	126	116	119	150	177	131	120	94	89*	98	133	1447	353	385	428	281	6
Dungeness ($1\frac{1}{4}$)	134	44	38	5	7	11	3	2*	10	9	37	18	318	196	50	16	56	
Westliches Südamerika.																		
Kolumbien und Ecuador.														W	F	S	H	
Antioquia (2)	23	14*	25	118	167	165	36	105	108	143	85	20	1009	57	310	306	336	15
Medellin (5)	55*	64	134	176	197	168	105	130	163	187	149	68	1596	187	507	403	499	9
Marmato (2)	50	88	138	141	251	285	39	13*	92	176	256	102	1631	240	530	337	524	17
Bogotá ($3\frac{11}{12}$)	94	90	115	244	165	81	67*	84	74	214	243	143	1614	327	524	232	531	11
Hochebene v. Bogotá (10)	62	53	98	115	136	66	69	81	81	203	90	50*	1104	165	349	216	374	14
														S	H	W	F	
Quito (4—7)	82	99	123	177	117	38	27*	56	65	98	101	91	1074	272	417	121	264	14
Faique (1)	323	217	325	188	94	27	8	6*	25	47	21	152	1433	692	607	41	93	22
Peru.																		
Lima (6)	1	0,1*	0,1*	0,4	1,2	4,6	8,4	12,3	13,1	3,2	1,0	0,6	46	2	2	25	17	28
La Merced (1)	365	472	321	419	354	57	187	195	243	248	401	348	3610	1185	1094	439	892	
Chosica ($1\frac{5}{12}$)	3	100	17	30	0	0	0*	0	0	0	0	6	156	109	47	0	0	
Vinconcaya ($1\frac{1}{2}$)	76	96	66	0	1	0	0*	0	4	0	7	13	263	185	67	0	11	
Arequipa ($2\frac{3}{4}$)	16	81	12	0	1,3	0	0*	0,3	0,3	0	2	0,4	113	97	13	0	2	71
Mollendo ($1\frac{1}{2}$)	0	2	0	2	4	1	0*	6	1	2	2	1	21	3	6	7	5	
San Ignacio Caylloma	151	184	91	8	0	0	0*	0	0	17	23	73	547	408	99	0	40	
Bolivien.																		
La Paz ($4\frac{7}{12}$)	98	115	66	37	12	2*	3,7	28	20	33	39	109	538	322	115	9	92	21
Cochabamba (4)	107	89	63	11	11	7	5	4*	17	15	32	101	462	297	85	16	64	23
Oruro (4)	13	11	14	3	2	0	0	0*	1	1	3	6	54	30	19	0	5	26
Sucre (16)	166	122	92	51	5	4*	6	6	22	34	69	117	694	405	148	16	125	23
Chile.																		
Iquique (5)	0	0	0	0	0	0	3,0	0	0	0	0	0	3	0	0	3	0	
Caldera ($4\frac{1}{4}$)	0,1	0	0	0	1,6	0,5	7,8	5,0	0,5	0,2	0	0,1	15,8	0,2	1,6	13,3	0,7	50
Copiapó (4)	0	0	0	0	8	0	0	0	0	0	0	0	8	0	8	0	0	
Isla Chañaral ($4\frac{3}{4}$)	0	0	0	1,4	2,3	26,1	34,5	24,3	1,6	0.3	0,1	0	91	0	3,7	85	2	38
La Serena (4)	0	0	0	0	7	8	13	4	3	3	0	0	38	0	7	25	6	34
Punta Tortuga (5)	0	0,1	0	1,0	10	85	27	45	0	0,2	0	0	168	0,1	11	157	0,2	50
Valparaiso (10)	0	0	23	2	68	151	135	86	11	13	8	0,1	497	0	93	372	32	30
Isla Juan Fernandez (3)	14	19	39	75	149	225	86	61	50	16	27	7*	768	40	263	372	93	28
Santiago (37)	1*	2	5	16	47	63	74	58	34	13	6	6	325	9	68	195	53	22
Talca (4)	5	3*	12	22	110	104	100	72	37	29	4	7	505	15	144	376	70	21
Carranza (3)	0,3*	5	1	12	48	177	44	31	18	9	7	11	363	16	61	252	34	49
Tumbes ($3\frac{3}{4}$)	0,2*	21	17	173	109	163	133	72	24	20	7	3	742	24	299	368	51	22
Isla Santa Maria ($4\frac{1}{2}$)	5*	13	40	57	166	217	123	71	36	20	9	10	767	28	263	411	65	27
Lota ($1\frac{1}{4}$)	15	59	152	108	330	293	504	263	27	18	41	7*	1817	81	590	1060	86	
Isla Mocha E ($3\frac{1}{12}$)	33	47	122	162	276	361	267	175	114	40	57	41	1695	121	560	803	211	
Isla Mocha W ($4\frac{3}{4}$)	18*	44	109	133	259	259	235	151	77	30	39	22	1376	84	501	645	146	17
Valdivia (22)	77*	90	171	253	370	468	580	331	168	132	145	115	2900	282	794	1379	445	17
Punta Niebla ($3\frac{5}{12}$)	38	53	97	157	266	280	227	151	157	48	89	25*	1588	116	520	658	294	16
Punta Galera (5)	91	150	170	288	415	491	426	324	195	107	147	78*	2882	319	873	1241	449	14
Puerto Montt (26)	128	109*	180	185	293	243	300	240	168	150	147	157	2300	394	658	783	465	8
Ancud ($6\frac{1}{4}$)	97*	109	178	188	362	290	312	254	217	134	124	118	2383	324	728	856	475	11
Isla de los Evangelistas (5)	335	261	314	303	219	214	192	160*	196	257	184	283	2918	879	836	566	637	6

Regensummen der Jahreszeiten in Argentinien (nach Chavanne).

Station	Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr	Regenzeit in % der Jahresmenge	Trockenzeit in % der Jahresmenge
Cochinoca (2)	92	46	2	21	161	96	4
Jujuy (2)	368	158	21	102	649	93	7
Ingenio Esperanza (4)	349	235	45	173	802	97	3
Cachi (4)	102	38	1	17	158	98	2
Villa Clorinda (2)	472	375	126	343	1316	83	17
Posadas (4)	442	325	182	389	1338	87	13
Colonia Popular (3)	407	330	102	290	1129	85	15
La Banda (5)	214	162	15	90	481	95	5
Tinogasta (2)	97	46	7	35	185	95	5
Sarmientos (3)	130	62	8	48	248	96	4
Chilecito (2)	145	66	8	56	275	95	5
Pinto (3)	228	156	20	127	531	92	8
Recreo (4)	127	68	14	79	288	93	7
Esquina (4)	318	253	100	234	905	79	21
San José de Feliciano (4)	315	268	175	279	1037	81	19
Morteros (3)	268	192	54	175	689	79	21
Capilla del Monte (2)	318	117	21	155	611	89	11
San Gerónimo (2)	313	118	16	140	587	88	12
Huerta Grande (2)	300	109	24	152	585	93	7
La Falda (2)							
La Calera (2)	312	118	22	160	612	92	8
San Roque (4)	267	124	14	147	552	91	9
San Francisco (2)	274	182	56	170	682	85	15
Santa Fé (5)	309	242	86	211	848	81	19
Rio Segundo (6)	230	110	30	136	506	91	9
Alta Gracia (2)	279	125	39	146	589	87	13
Monte (6)	204	225	148	186	773	81	19
Nueve de Julio (7)	213	200	133	192	738	78	22
Estancia Sewell (5)	224	217	109	164	704	78	22
25 de Mayo (4)	202	195	140	182	719	78	22
Del Carril (4)	178	190	107	159	634	83	17
General Paz (12)	206	223	162	198	789	79	21
Chascomus (12)	205	244	155	200	804	81	19
General Belgrano (15)	191	204	145	180	720	80	20
Pehuajó (4)	197	172	91	168	628	82	18
Guerrero (10)	199	214	147	185	745	80	20
Trenque Lauquen (6)	191	184	88	174	637	81	19
General Alvear (4)	180	217	117	166	680	82	18
Las Flores (12)	205	235	142	192	774	82	18
Castelli (4)	211	234	162	202	809	80	20
Bolivar (4)	169	162	94	155	580	78	22
Tapalqué (4)	186	200	129	163	686	81	19
Cachari (10)	187	209	136	176	708	81	19
General Lavalle (4)	206	237	152	204	799	81	19
General Guido (4)	201	247	154	182	784	80	20
Rauch (7)	197	214	128	168	707	82	18
La Larga (2)	193	134	80	99	506	78	22
Olavarria (12)	221	234	128	202	785	83	27
Laprida (4)	162	156	91	148	557	80	20
General Acha (2)	191	148	95	135	569	80	20
Sauce Corto (9)	179	162	69	146	556	78	22
Coronel Vidal (9)	208	224	129	188	749	83	17
Suarez (2)	165	154	80	126	526	79	21
Ramos Otero (5)	147	161	102	129	539	81	19
Epupel (2)	177	162	74	111	524	76	24
San Martin (4)	241	267	162	224	894	82	18
Chacabuco (5)	199	170	104	167	640	83	17
Junin (7)	246	223	122	201	792	82	18
Moron (4)	209	219	140	207	775	82	18
Merlo (4)	217	250	135	208	812	83	17
Moreno (4)	205	248	148	203	804	82	10
Mariano Acosta (4)	204	231	117	182	734	84	16
Barracas al Sud (4)	241	277	184	232	904	83	17
San Justo (4)	230	268	167	219	884	81	19
General Villegas (2)	218	191	109	168	686	77	23
Quilones (4)	217	236	164	209	826	80	20

Station	Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr	Regenzeit in % der Jahresmenge	Trockenzeit in % der Jahresmenge
Suipacha (4)	202	218	156	185	761	80	20
Marcos Paz (4)	225	252	161	220	861	80	20
Lomas de Zamora (12)	242	262	174	211	889	81	19
Almirante Brown (4)	230	261	166	227	884	81	19
Fr. Varela (4)	219	246	144	209	818	82	18
Lincoln (6)	223	194	102	177	696	81	19
Chivilcoy (7)	214	232	129	187	762	82	18
La Plata (15)	241	268	178	235	922	81	19
Las Heras (4)	231	265	166	220	882	81	19
San Vincente (12)	227	243	151	203	824	81	19
Cañuelas (6)	235	268	168	208	879	81	19
Navarro (4)	238	249	139	226	852	83	17
Bragado (4)	227	208	126	200	761	81	19
Brandzen (4)	223	272	175	220	890	80	20
Magdalena (4)	230	259	160	225	874	82	18
Jeppener (11)	217	233	173	205	828	79	22
Ernestina (2)	203	228	102	190	723	85	15
Roque Perez (5)	187	218	128	159	692	81	19
Sastre (4)	282	194	61	182	719	80	20
Traill (3)	285	190	70	172	717	84	16
Villaguay (2)	304	257	135	229	925	71	29
Oncativo (4)	238	164	59	150	611	87	13
Galvez (4)	302	243	79	220	844	85	15
San Marcial (3)	301	246	122	219	888	72	28
Chañares (5)	240	167	52	152	613	89	11
Castro (2)	288	195	74	170	727	88	12
El Trebol (4)	282	179	64	163	688	86	14
Belleville (10)	260	180	85	151	656	84	16
Las Rosas (3)	275	185	62	176	698	88	12
Ballesteros (7)	261	182	65	158	666	86	14
Leones (4)	223	199	82	184	688	83	17
Elisa (4)	279	186	60	178	703	87	13
Marcos Juarez (2)	265	187	67	161	680	82	18
General Roca (6)	282	214	92	200	788	85	15
Armstrong (6)	245	207	90	196	738	88	12
Cañada de Gomez (7)	302	260	99	232	893	85	15
Roldan (3)	307	257	102	246	912	82	18
Fisherton (8)	302	248	105	207	862	82	18
Gualeguay (2)	261	232	150	208	851	81	19
Alvarez (3)	220	189	119	180	718	81	19
Fuentes (3)	234	217	112	187	750	87	13
San Nicolas (7)	261	252	146	215	874	86	14
Ramallo (4)	269	227	123	209	828	83	17
Peyrano (3)	247	208	101	179	735	87	13
Estancia Ombú (6)	295	270	122	218	905	80	20
Las Hermanas (4)	279	260	137	226	902	76	24
Canals (2)	260	180	75	155	670	81	19
Conesa (4)	226	197	117	182	722	81	19
El Paraiso (9)	290	275	121	220	906	79	21
Arias (2)	272	190	79	162	703	84	16
Villa Mercedes (2)	182	113	50	155	500	86	14
San Pedro (3)	260	275	143	233	911	84	16
Venado Tuerto (4)	238	200	68	181	687	82	18
Baradero (3)	256	283	122	218	879	85	15
Colón (4)	222	191	110	184	707	83	17
Pergamino (4)	206	197	115	190	708	81	19
Vicuña Mackenna (2)	211	173	59	159	602	75	25
La Cautiva (2)	202	170	68	160	600	75	25
Arrecifes (5)	184	215	120	168	687	82	18
Zárate (5)	229	250	120	211	832	83	17
Campana (4)	243	272	129	224	867	85	15
Rojas (4)	232	202	127	196	757	83	17
Capilla del Señor (5)	218	243	167	200	828	80	20
Salto (4)	232	238	123	203	796	83	17
Las Conchas (4)	261	295	167	226	949	82	18
Pilar (4)	230	265	147	217	859	82	18
Giles (4)	205	237	144	203	789	81	19
San Fernando (4)	251	276	144	218	889	84	16

Station	Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr	Regenzeit in % der Jahresmenge	Trockenzeit in % der Jahresmenge
General Sarmiento (4) . .	242	288	153	235	918	84	16
Victoria (4)	220	257	125	214	826	95	15
Carlos Keer (4)	202	231	108	152	693	84	16
San Isidro	260	276	171	238	945	82	18
Cuadro Nacional (2). . .	71	46	28	35	180	85	15
Lujan (4)	229	254	156	207	846	81	19
Rivas (2)	190	208	101	188	687	85	15
General Rodriguez (4) . .	216	235	124	198	773	82	18
Juarez (12)	173	194	102	151	620	83	17
Ramon Blanco (2) . . .	182	168	80	119	549	77	23
Balcarce (6)	170	199	134	152	655	79	21
Cor. Pringles (6)	169	147	80	127	553	74	26
Bernasconi (2).	180	166	84	122	552	79	21
Gonzalvez Chaves (9) . .	163	168	105	130	566	81	19
Jacinto Arauz (2) . . .	179	160	78	129	546	78	22
Tornquist (9)	149	161	51	126	488	89	11
Loberia (5).	162	178	104	145	589	82	18
General Rondeau (2) . .	175	162	82	141	560	80	20
San German (2)	177	165	76	145	563	81	19
Napostá (12)	152	170	59	139	520	88	12
Berraondo (2)	172	160	79	136	547	79	21
Tres Arroyos (12) . . .	161	184	104	154	608	83	17
Aparicio (5)	142	158	109	127	536	80	20
Quequen (4)	141	158	102	123	524	81	19
Necochea (6)	155	160	138	142	595	77	23
Nueva Roma (2)	179	164	75	142	560	80	20
Cor. Dorrego (4)	168	177	94	160	599	84	16
San Roman (5)	142	156	55	122	505	83	17
Villa Olga (2)	184	178	72	134	568	82	18
Chelforó (2)	20	39	61	28	148	86	14
Puerto San Antonio (2) .							
Puerto Gallegos (2) . . .	36	87	58	28	209	67	33
Puerto Cook (11). . . .	365	429	412	294	1500	71	29

Regengebiete und jährlicher Gang des Regenfalles.

Monatssummen in Prozenten der gesamten Jahressumme.

	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember	Zahl der Jahre	Winter	Frühling	Sommer	Herbst
						Doppelte Regenzeit.											
Cartagena	0	0,05	0,3	0,3	11,3	14,1	8,5	14,0	14,1	23,5	12,2	1,6	6	1,65	11,9	36,6	49,8
Carácas	3,3	0,9	2,1	3,8	9,3	12,0	15,2	11,9	11,8	13,2	11,2	5,6	16	9,8	15,2	39,1	36,2
Georgetown	8,8	6,5	6,6	7,5	12,5	13,9	11,2	7,7	3,1	2,7	6,5	13,0	50	28,3	26,6	32,8	12,3
Cayenne	11,9	10,2	12,8	13 1	16,9	12,5	5,5	2,1	0,9	1,1	3,9	8,9	41	31,0	42,8	20,1	5,9
														S	H	W	F
Manáos	11,8	11,4	14,1	15,5	9,0	6,1	3,6	2,2	1,8	4,7	7,6	12,2	6½	35,4	38,6	11,9	14,1
Quito	7,07	9,3	11,4	16,4	10,8	3,5	2,5	5,2	4,1	9,2	9,4	8,5	4—7	25,5	38,6	11,2	24,7
														W	F	S	H
Bogotá	5,8	5,6	7,1	15,1	10,2	5,0	4,2	5,2	4,6	13,2	15,1	8,9	3 1/12	20,3	32,4	14,4	32,9
														S	H	W	F
Bahia	4,9	5,1	10,1	11,7	15,1	12,6	9,2	6,5	4,8	8,5	8,3	3,7	10	13,7	36,9	28,8	21,6
						Exzessiver Sommerregen (es fallen im Sommer über 50 % der Jahressumme).											
La Paz	18,2	21,4	12,3	6,9	2,2	0,4	0,8	0,6	3,7	6,1	7,2	20,2	4 7/12	59,8	21,4	1,8	17,0
Sucre	23,9	17,6	13,2	7,3	0,7	0,8	0,9	0,9	3,2	4,9	9,9	16,9	16	58,4	21,2	2,6	18,0
Salta	24,7	22,1	18,5	3,6	1,2	0,1	0,05	0,04	1,1	2,0	10,7	15,8	23	62,6	23,2	0,2	13,8
Pilciao	32,3	21,1	14,2	5,2	3,0	1,4	0,8	0,8	0,1	7,5	3,0	10,5	14	63,9	22,4	3,0	10,6
San Juan	24,5	16,3	12,2	4,1	4,1	1,6	0,4	2,0	0,3	8,2	6,1	20,4	22	61,2	20,4	4,0	14,6
Sabará	18,3	13,5	11,7	3,2	2,2	0,9	0,7	0,8	3,2	7,4	14,3	23,9	25	55,7	17,1	2,4	24,9
Porto Ferreira	20,0	17,7	12,8	5,8	2,8	2,2	0,6	1,8	5,2	8,1	11,5	12,5	10	50,2	20,6	4,6	24,8

Perioden mit Niederschlag					Länge der Perioden in Tagen	Perioden ohne Niederschlag				
Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr		Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr
28	29	39	30	126	Anzahl der Perioden	24	28	41	32	125
452	424	311	361	1548	Anzahl der Tage	40	64	112	63	279
16,14	14,62	8,00	12,00	12,28	Mittlere Länge der Perioden	1,66	2,25	2,73	1,97	2,23
64	65	28	72	72	Größte Länge der Perioden	4	10	12	5	12
0,06	0,07	0,13	0,08	0,08	Veränderlichkeit beobachtet	0,69	0,44	0,36	0,51	0,44
0,081	0,131	0,265	0,148	0,153	Veränderlichkeit berechnet	0,918	0,869	0,735	0,851	0,845
0,29	0,46	0,51	0,46	0,48	Index der Erhaltungstendenz	0,35	0,49	0,51	0,40	0,48

Regenwahrscheinlichkeit.

	Jahre	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember	Jahr	Sommer	Herbst	Winter	Frühling
Cartagena	5	0	1	0	5	23	17	14	17	22	29	17	2	12	1	9	16	23
Georgetown	8	59	64	63	53	71	82	74	48	31	24	41	66	56	63	62	68	32
Burnside	6	46	39	42	47	61	70	60	40	17	14	32	40	42	42	50	57	21
Paramaribo	7	55	61	66	61	78	83	74	54	38	32	50	60	59	59	68	70	40
Cayenne	6	77	64	68	67	84	82	61	31	19	13	52	65	57	69	73	58	28
Manáos	1	84	50	65	70	48	3	13	3	13	32	7	52	37	62	61	6	17
Cuyabá	4	42	54	42	23	10	7	3	3	20	29	43	48	29	48	25	4	31
Ladario	1⅓	26	25	32	10	7	17	0	10	20	19	10	29	17	27	16	9	16
Belém (Pará)	6	90	93	90	87	94	70	61	55	60	48	40	68	70	84	84	62	49
Ceará	2½	26	43	71	33	36	30	29	19	30	26	10	16	31	28	47	26	22
Parahyba	4	23	43	48	46	68	75	70	70	27	36	27	48	49	38	54	72	30
Pernambuco	21	29	36	35	53	61	69	74	76	71	47	27	27	50	31	50	73	48
Victoria	7	35	35	46	56	55	67	72	68	47	26	24	25	46	32	52	69	32
Isabel	6½	27	23	45	56	59	64	74	70	50	25	19	21	45	24	53	69	31
S. Anna do Sobradinho	3½	12	21	23	4	3	6	2	0	1	8	5	8	8	14	10	3	5
Aracajú	3⅓	16	36	39	53	68	77	65	61	40	29	17	19	43	24	53	68	29
Bahia	10	29	29	36	43	45	57	45	29	27	32	30	23	35	27	41	44	30
S. Bento das Lages	5	33	30	54	78	55	83	72	70	46	45	36	19	52	27	62	75	42
Diamantina	1	87	75	77	23	29	17	0	10	7	58	93	71	47	78	43	9	53
Theophilo Ottoni	2	32	43	61	27	26	23	19	10	23	37	57	32	32	36	38	17	39
Queluz	6	58	61	39	17	13	3	6	6	23	35	37	61	29	60	23	5	32
Uberaba	5	68	61	61	33	16	10	10	6	30	39	47	52	36	60	37	9	39
Ouro Preto	3	84	93	61	23	26	13	10	10	40	55	70	48	44	75	37	11	55
S. João del Rey	3	74	75	55	33	19	3	10	0	27	48	63	55	38	68	36	4	46
Barbazena	6	70	64	52	37	16	7	10	10	33	45	47	52	36	62	35	9	42
Quissaman	3	36	29	13	13	23	20	16	13	30	32	37	39	25	35	16	16	33
Juiz de Fora	6	55	46	42	20	16	13	10	10	23	36	50	39	30	47	26	11	36
Rio Janeiro	44	42	43	40	33	36	27	19	23	37	42	40	45	36	43	36	13	40
Porto Ferreira	8	41	39	32	13	13	5	4	8	20	27	25	32	22	37	19	6	24
Rio Claro	10	61	51	39	20	16	20	10	10	27	32	37	42	30	51	25	13	32
Campinas	10	64	59	42	23	19	23	11	14	30	35	40	48	54	57	28	16	35
Botucatú	6	68	67	47	32	23	20	17	16	25	43	48	45	38	60	34	18	39
Bragança	10	71	64	45	30	23	23	14	14	30	42	43	48	37	61	63	17	38
Taubaté	5	70	53	42	34	20	17	17	16	26	23	51	47	36	57	32	17	37
Cunha	7	46	36	25	19	15	14	8	10	24	24	23	19	22	34	20	11	24
Ytú	8	58	57	45	23	20	24	15	17	31	40	36	47	34	54	29	19	36
Tatuhy	10	52	45	32	37	16	20	10	13	17	29	27	35	26	44	22	14	24
Ubatuba	3	79	65	49	47	38	28	26	38	51	58	67	69	52	71	45	31	59
S. Paulo	10	68	71	54	40	35	37	19	23	40	48	53	48	45	62	43	26	47
S. Roque	5	42	50	29	15	15	19	8	8	25	32	26	30	25	41	20	12	28
Alto da Serra	6	63	64	63	41	45	36	28	39	56	61	58	51	50	59	50	34	58
Kilometer 25	3	59	59	48	57	43	35	19	42	62	64	77	59	53	59	49	32	68
Kilometer 22	3	53	40	41	53	35	30	13	29	46	35	52	52	40	47	43	24	44
Raiz da Serra	2	27	29	42	24	11	10	18	16	17	23	26	19	22	25	26	15	22
Santos	6	53	44	56	52	37	42	26	33	39	44	43	51	43	49	48	34	42
Conceição	5	42	33	33	22	20	17	16	18	25	27	29	27	26	34	25	17	27
Iguape	5	62	50	54	51	33	36	32	38	48	50	42	38	45	50	46	35	47
Curityba	18	61	61	55	40	36	37	26	36	40	48	47	48	45	57	41	33	45
Blumenau	10	42	36	39	30	26	26	26	36	50	42	33	32	35	37	32	29	42
Florianopolis	2½	39	36	45	33	29	23	23	42	33	36	40	42	35	39	36	29	26
Itaqui	2	19	18	19	30	29	13	13	13	23	26	30	16	21	18	26	13	26

	Jahre	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember	Jahr	Sommer	Herbst	Winter	Frühling
Porto Alegre	6	39	25	26	27	32	30	36	42	33	26	20	26	30	30	28	36	26
Pelotas	7	36	32	26	27	19	27	32	39	30	29	20	20	29	32	24	33	26
Rio Grande	9	16	25	19	30	23	27	26	26	23	23	17	13	22	18	24	26	21
Estación Santa Anna	5	7	10	10	11	14	14	8	8	9	14	11	15	11	11	12	10	11
Salto	4	11	14	11	18	21	15	14	12	13	21	11	17	15	14	17	14	15
Indepedencia	5	16	17	23	12	14	20	14	19	20	20	20	23	18	19	16	18	20
San Gregorio	5	17	11	19	15	15	20	13	22	19	19	13	23	17	17	16	18	17
Colonia Rio Negro	5	18	21	31	23	29	31	33	37	23	27	24	33	28	24	28	34	25
Estancia Concordia	5	19	19	20	17	18	25	17	17	19	16	17	30	19	23	18	20	17
Trinidad	5	18	15	21	17	19	25	17	20	20	22	19	24	20	19	19	21	20
San Jorge	7	23	16	23	27	25	32	26	26	28	27	22	28	25	22	25	28	26
Mercedes	$9\frac{7}{12}$	15	10	15	19	11	15	10	12	11	18	16	18	14	14	15	12	15
Estancia Pichinango	5	17	10	21	11	14	21	17	17	19	14	18	21	17	16	15	18	17
San José	5	20	17	29	20	19	31	23	25	25	23	23	26	24	21	23	26	24
Guadelupe	$4\frac{3}{4}$	23	16	21	15	20	29	23	27	22	22	20	23	22	21	19	26	21
Montevideo	15	23	25	26	27	23	30	36	29	27	29	23	27	26	25	25	28	26
Melo	$3\frac{3}{4}$	13	12	15	20	23	27	21	23	23	13	11	12	18	12	19	24	16
Itacurubi del Rosario	7	45	36	23	20	23	20	13	16	20	32	30	29	26	37	22	16	27
Asunción	6	36	29	23	20	29	20	13	13	20	29	27	26	24	31	24	15	25
Formosa	14	23	18	16	17	13	13	7	7	13	19	23	16	15	19	15	9	18
Goya	21	16	14	13	10	10	7	7	7	7	13	13	16	11	15	11	7	11
Concordia	22	13	21	19	20	13	20	13	10	10	16	17	13	15	16	17	14	14
Rosario	22	23	18	16	13	7	7	7	7	3	13	17	23	13	21	12	7	11
Estación Misionera	4	23	25	19	20	13	13	10	7	10	19	27	19	17	22	17	10	19
Ceres	3	29	25	16	17	13	13	13	16	13	23	20	26	19	27	15	14	19
Córdoba	26	26	25	23	13	7	7	3	3	10	19	27	26	16	26	14	4	19
Rio Cuarto	2	29	21	26	10	13	10	7	16	17	26	37	23	20	24	16	11	27
San Luis	4	29	25	23	13	7	10	3	10	13	16	20	23	16	26	14	8	16
Salta	23	32	32	26	7	1,3	0,3	0	0,6	3	7	20	23	13	29	11	0,3	10
Tucuman	24	29	32	32	17	10	10	3	3	10	19	23	29	18	30	20	5	17
Andalgala	5	26	29	19	13	3	7	1	7	7	3	7	10	11	32	12	5	6
Pilciao	14	13	18	7	3	1	1	1	1	1	3	3	3	5	11	4	1	2
Catamarca	16	19	14	13	10	7	7	0	1	3	10	13	13	9	15	10	3	9
San Juan	22	10	7	3	2	1	1	3	2	3	4	5	10	4	9	2	2	2
Mendoza	22	19	18	13	10	7	7	7	7	7	13	17	16	12	18	10	7	12
Chos. Malal	5	0	7	7	3	3	7	13	10	0	3	7	3	5	3	4	10	3
Buenos Aires	31	16	21	16	13	13	17	10	10	17	19	20	19	16	19	14	13	19
Bahia Blanca	31	13	18	16	17	13	10	7	10	17	23	20	16	15	16	15	9	20
Viedma	3	10	14	13	13	10	13	13	7	10	10	13	16	12	13	12	11	11
Rawson	9	13	11	19	20	19	27	13	23	20	16	17	19	18	14	19	22	18
16 de Octubre	4	10	14	13	23	26	17	29	13	10	10	10	7	15	10	21	20	10
Isla de los Estados	9	65	68	71	75	81	87	77	68	60	58	60	68	69	67	73	77	59
Punta Annas	6	42	48	52	47	38	39	46	37	38	35	48	52	43	47	45	40	40
Quito	7	43	47	53	74	57	34	29	42	30	48	38	48	45	46	61	35	39
Lima	6	10	21	11	29	34	55	71	82	83	35	22	18	39	16	25	69	47
Chosica	$1\frac{1}{3}$	10	75	39	10	0	0	0	0	0	0	0	13	12	33	16	0	0
Vinconcaya	$1\frac{1}{3}$	55	69	36	2	3	0	0	0	17	3	5	8	17	44	14	0	8
Arequipa	$1\frac{3}{4}$	11	27	5	0	0	0	0	0	3	0	2	3	4	14	2	0	2
Mollendo	$1\frac{7}{12}$	0	5	0	2	5	3	0	7	3	3	7	3	3	3	2	3	4
La Paz	4	63	69	55	40	10	3	8	11	27	32	43	58	35	63	35	7	34
Oruro	4	42	39	45	10	6	0	0	0	3	3	10	19	15	33	20	0	5
Caldera	$4\frac{1}{3}$	2	1	0	0	2	2	2	5	8	4	1	0	2	1	1	3	4
Tortuga	5	0	1	0	2	4	15	16	13	1	1	0	0	4	0,3	2	15	1
Anjelles	5	0	0	4	3	14	32	32	23	3	3	2	1	10	0,3	7	29	3
Isla Juan Fernandez	3	20	26	29	40	44	60	55	36	32	26	27	28	34	18	34	50	28
Santiago	37	3	3	2	3	8	18	19	24	24	19	13	5	12	4	4	20	19
Tumbes	$3\frac{3}{4}$	4	1	6	14	29	58	58	39	24	16	8	3	22	3	16	52	16
Isla Santa Maria	$4\frac{1}{3}$	3	7	12	18	39	41	42	29	61	10	6	4	19	5	23	37	12
Isla Mocha W	$4\frac{3}{4}$	17	21	29	40	65	70	68	62	37	24	28	16	40	18	45	67	30
Niebla	$3\frac{1}{3}$	19	22	28	49	58	65	52	52	48	25	28	7	38	16	45	56	34
Galera	5	36	39	42	60	78	80	77	71	55	38	52	30	55	35	60	76	48
Puerto Montt	26	39	39	52	57	65	60	68	61	53	48	50	48	53	42	58	63	50
Ancud	6	41	42	53	56	74	71	65	66	67	48	52	36	56	40	61	67	56
Islote de los Evangelistas	5	86	94	87	85	85	74	84	69	85	88	85	92	85	91	86	76	86

Mittlere, größte und kleinste monatliche Regenmengen (unreduziert).

a = mittlere, b = größte, c = kleinste Menge, d = Schwankung.

		Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Recife (30) . . .	a	76	87	174	276	318	353	355	196	87	27	23	33	2005
	b	539	332	676	828	814	1314	1440	955	378	65	97	138	4500
	c	0	2	6	17	69	89	58	30	4	4	0	7	819
	d	539	330	670	811	745	1225	1382	925	374	61	97	131	3681
Rio de Janeiro (50)	a	126	108	135	111	90	51	41	46	66	81	109	137	1101
	b	355	309	401	455	408	240	129	286	177	206	415	294	1609
	c	14	5	32	8	2	0	4	0	13	6	12	42	732
	d	341	304	369	447	406	240	125	286	164	200	403	252	877
Alto da Serra (30)	a	373	457	426	387	350	209	204	176	214	280	306	315	3696
	b	714	884	1102	1081	1273	434	414	445	526	680	635	531	5563
	c	167	122	132	175	69	30	15	11	31	155	94	74	2370
	d	547	762	970	906	1204	404	399	434	495	525	541	457	3193
Roça Nova (13) .	a	237	147	155	93	119	107	57	122	135	192	135	143	1642
	b	307	312	399	163	400	415	129	237	262	411	266	266	1959
	c	105	62	60	40	29	15	12	56	43	55	57	21	1271
	d	202	250	339	123	371	400	117	181	219	356	209	245	588
Montevideo (17) .	a	90	54	111	94	70	69	86	83	55	74	65	68	918
	b	296	178	362	206	142	174	180	190	163	195	177	180	1327
	c	26	2	8	25	4	8	19	0	6	15	23	18	504
	d	270	176	354	181	138	166	161	190	157	168	154	162	823
San Juan (22) .	a	12	8	6	2	2	0,8	0,2	1	0	4	3	10	49
(11) .	b	41	55	30	30	9	5	2	16	0	30	26	30	147
	c	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2
	d	41	55	30	30	9	5	2	16	0	30	26	30	145
Córdoba (26) . .	a	117	103	90	36	20	7	4	10	21	64	109	121	702
(20) . .	b	285	266	183	83	67	22	27	71	110	191	230	316	1016
	c	15	15	24	0	0	0	0	0	0	23	20	36	396
	d	270	251	159	83	67	22	27	71	110	168	230	280	620
I. Evangelistas (5)	a	335	261	314	303	219	214	192	160	196	257	184	283	2918
	b	407	309	452	444	248	366	325	221	247	397	213	365	3449
	c	249	194	189	178	196	129	113	85	122	156	145	164	2651
	d	158	115	253	236	52	237	212	136	125	241	68	201	798
Puerto Montt (25)	a	128	109	180	185	293	243	300	240	168	150	147	157	2300
	b	312	233	361	334	542	583	548	350	266	296	262	375	3195
	c	28	31	75	69	120	92	145	109	54	53	52	26	1792
	d	284	202	286	265	422	491	403	241	212	243	210	349	1403
Georgetown (50) .	a	192	144	145	166	276	306	246	169	68	60	144	287	2203
(22) .	b	638	526	577	511	454	620	493	284	183	211	411	819	2435
	c	23	28	19	40	54	131	71	50	3	4	3	34	1339
	d	615	498	558	471	400	489	422	234	180	207	408	785	896
Itacurubi (7) . .	a	224	146	127	102	94	76	78	31	58	208	150	157	1449
	b	429	350	261	198	173	105	167	68	111	331	237	305	1549
	c	76	27	11	54	52	11	11	4	6	36	86	59	1074
	d	453	323	250	144	121	94	156	64	105	295	151	246	475
Sucre (16) . . .	a	166	122	92	51	5	4	6	6	22	34	69	117	694
	b	281	179	220	103	34	24	46	23	65	83	124	292	806
	c	43	69	27	3	0	0	0	0	5	6	27	42	519
	d	238	110	193	100	34	24	46	23	60	76	97	250	287
Lima (6) . . .	a	1	0,1	0,1	0,4	1,2	4,6	8,4	12,3	13,1	3,2	1,0	0,6	46
	b	3,7	0,6	0,3	0,8	3,5	14,2	11,5	16,1	23,3	6,2	1,7	1,3	576
	c	0	0	0	0	0	0,1	4,9	9,2	6,9	1,4	0,3	0	32,2
	d	3,7	0,6	0,3	0,8	3,5	14,1	6,6	6,9	16,4	4,8	1,4	1,3	25,4
Carácas (12) . .	a	27	7	17	31	76	96	124	97	96	108	92	46	817
	b	62	33	68	115	186	160	213	151	178	152	134	92	1203
	c	4	0	0	0	0	45	37	43	39	53	27	0	602
	d	58	33	68	115	186	115	176	108	139	99	107	92	601

		Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Chubut (9) . . .	a	12	15	37	15	38	29	11	22	20	11	22	27	259
	b	29	70	143	52	51	129	43	57	43	23	89	72	386
	c	1	0	2	2	2	0,5	1	1	2	0,3	4	0	160
	d	28	70	141	50	49	128,5	42	56	41	22,7	85	72	226
Matanzas (15) . .	a	90	56	103	82	69	66	56	66	75	68	61	100	892
(12) . .	b	273	189	206	185	195	116	140	241	268	196	113	210	1139
	c	33	0	0	0	0	29	4	0	14	20	33	32	586
	d	240	189	206	185	195	87	136	241	254	176	80	178	553

Maxima des Regenfalles in 24 Stunden.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Georgetown (8)	75	85	105	78	69	130	108	57	91	90	123	175	175
Pernambuco (3½)	62	26	69	41	49	86	83	51	80	33	6	22	86
Aracajú (3)	8	17	26	72	63	55	38	13	53	36	32	26	72
Uberaba (4)	110	72	70	60	?	?	?	?	?	120	58	80	120
S. João del Rey (3) . . .	74	73	75	53	32	2	9	9	38	34	117	43	117
Barbazena (3)	61	76	128	47	25	3	34	21	48	69	44	46	128
Juiz de Fora (6)	75	81	71	86	41	46	17	15	68	46	78	82	86
Rio Claro (12)	88	82	130	58	52	41	27	36	52	64	100	96	130
S. Paulo (12)	76	79	78	86	85	101	24	57	45	111	55	69	111
Iguape (9½)	80	75	82	74	60	48	52	40	51	46	90	105	105
Roça Nova (13).	124	74	92	59	95	102	35	104	62	95	84	70	124
Morretes (13)	92	85	70	48	80	101	47	56	67	91	76	51	101
Alexandra (13)	84	76	142	67	164	84	44	74	58	74	56	86	164
Kilometer 22 (2)	108	41	417	232	64	54	21	49	72	86	76	81	417
Kilometer 25 (2)	69	36	313	143	42	43	43	47	84	77	88	66	313
Alto da Serra (2)	54	65	174	128	63	40	23	70	103	66	74	36	174
Pelotas (3)	41	40	77	39	78	96	51	78	38	35	39	61	96
Rio Grande (5)	28	94	62	73	28	29	63	121	46	35	63	46	121
Trinidad (5)	71	48	53	101	114	63	40	80	60	40	66	59	114
Colonia Rio Negro (5) . .	71	46	80	129	46	80	114	116	75	43	60	60	129
San Gregorio (5)	129	61	80	128	60	75	86	89	83	60	65	53	129
Melo (4)	44	25	46	82	128	122	95	98	72	50	70	74	128
Misionera (5).	150	70	43	84	28	124	43	32	128	67	82	66	150
Itacurubi del Rosario (7). .	116	75	75	84	58	94	77	39	89	134	94	159	159
Formosa (10)	144	183	128	136	127	191	50	48	29	107	116	93	191
Andalgala (4¾)	44	65	46	15	16	4	—	3	9	16	29	15	65
Ceres (4¼).	80	40	58	53	28	19	11	77	62	93	105	72	105
Córdoba (20).	103	107	84	53	63	15	18	37	47	68	70	93	107
San Juan (13)	37	14	30	15	9	5	2	9	3	15	25	19	37
Matanzas (13)	79	75	77	96	80	56	81	163	98	80	47	62	163
16 de Octubre (5)	18	28	23	58	28	27	55	29	50	35	29	19	58
Dungeness (1)	30	13	20	4,2	3,5	3,7	1,7	0,2	8	5	2	4	3
Lima (6)	1,4	0,6	0,2	0,4	1,5	1,5	1,8	2,6	2,1	1,7	0,7	0,4	2,6
La Paz ($4\frac{7}{12}$)	26	51	29	17	16	3,5	9,0	3,4	28,0	20	40	35	51
Iquique (5)	—	—	—	—	—	—	15	—	—	—	—	—	15
Caldera (5)	—	—	—	—	5	1,5	22	6	1,5	0,8	—	0,4	22
Tortuga (5)	—	—	—	3,7	20,9	141,0	42,0	52,2	—	—	—	—	141
Punta Anjeles (5)	—	—	36	15	45	123	79	67	4	30	30	0,8	123
Isla J. Fernandez (3) . . .	6	7	29	37	63	69	58	36	26	8	13	4	69
Carranza (3)	1,1	15	1,7	20	26	71	37	11	11	9	14	18	71
Tumbes (3¾)	0,4	49	14	242	51	52	30	41	11	15	7	6	242
Isla Santa Maria (3½). . .	14	18	42	29	79	88	51	42	31	34	10	29	88
Isla Mocha W (4¾) . . .	23	28	67	46	74	57	72	49	62	17	36	37	34
Punta Niebla ($3\frac{5}{12}$) . . .	21	38	96	60	72	91	84	38	30	20	36	26	96
Punta Galera (5)	37	156	58	90	81	146	87	81	89	46	53	74	156
Ancud (3).	41	70	36	45	94	63	83	56	42	46	27	30	94
Islote de los Evangelistas (5)	61	68	47	50	49	103	43	48	36	62	46	66	103

Chubut. 7 Jahre (1881—1887).

Perioden mit Niederschlag					Länge der Perioden in Tagen	Perioden ohne Niederschlag				
Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr		Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr
30	59	53	53	195	1	8	16	17	19	60
13	16	15	18	62	2	11	11	12	11	45
9	3	3	5	20	3	4	9	5	8	26
1	2	3	1	7	4	2	10	6	5	23
—	1	1	—	2	5	2	6	4	7	19
—	1	2	—	3	6	2	5	4	4	15
—	—	—	—	—	7	5	3	3	5	16
—	—	—	—	—	8	1	2	3	1	7
—	—	—	—	—	9	1	2	6	1	10
—	—	—	—	—	10	2	4	—	1	7
—	—	—	—	—	11—15	5	8	8	10	31
—	—	—	—	—	16—20	4	5	5	7	21
—	—	—	—	—	21—25	4	1	1	—	6
—	—	—	—	—	26—50	6	1	2	1	10
—	—	—	—	—	51—100	—	—	1	—	1
53	82	77	77	289	Anzahl der Perioden	57	83	77	80	297
87	119	121	108	435	Anzahl der Tage	556	493	570	500	2119
1,64	1,45	1,57	1,40	1,51	Mittlere Länge der Perioden	9,75	5,94	7,40	6,25	7,14
4	6	6	4	6	Größte Länge der Perioden	34	26	57	45	57
0,61	0,69	0,63	0,71	0,66	Veränderlichkeit beobachtet	0,10	0,17	0,13	0,16	0,14
0,865	0,805	0,824	0,821	0,829	Veränderlichkeit berechnet	0,135	0,194	0,175	0,177	0,170
0,29	0,14	0,23	0,13	0,20	Index der Erhaltungstendenz	0,26	0,12	0,25	0,09	0,18

Itacurubi del Rosario. 7 Jahre.

Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr	Länge der Perioden in Tagen	Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr
67	67	53	58	245	1	40	19	15	18	92
22	25	16	18	81	2	18	14	7	14	53
14	4	5	14	37	3	12	11	3	17	43
4	2	1	3	10	4	10	9	8	10	37
—	—	—	1	1	5	7	12	2	5	26
2	—	—	—	2	6	7	7	4	5	23
—	—	—	1	1	7	3	4	4	6	17
—	—	—	—	—	8	5	5	3	6	19
—	—	—	—	—	9	2	2	6	4	14
2	—	—	—	2	10	—	4	5	4	13
—	—	—	—	—	11—15	3	9	6	5	23
—	—	—	—	—	16—20	3	2	6	3	14
—	—	—	—	—	21—25	—	1	—	1	2
—	—	—	—	—	26—50	1	—	2	—	3
111	98	75	95	379	Anzahl der Perioden	111	99	72	97	379
201	137	104	160	602	Anzahl der Tage	436	508	529	482	1955
1,81	1,40	1,39	1,69	1,58	Mittlere Länge der Perioden	3,93	5,13	7,34	4,98	5,16
10	4	4	7	10	Größte Länge der Perioden	26	24	28	19	28
0,55	0,71	0,72	0,59	0,63	Veränderlichkeit beobachtet	0,25	0,19	0,14	0,20	0,19
0,684	0,787	0,835	0,751	0,764	Veränderlichkeit berechnet	0,315	0,212	0,164	0,249	0,235
0,20	0,09	0,15	0,21	0,18	Index der Erhaltungstendenz	0,21	0,10	0,15	0,20	0,19

Andalgala (Argentinien). Sommer und Herbst 5, Winter und Frühling 4 Jahre.

Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr	Länge der Perioden in Tagen	Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr
47	31	3	11	92	1	12	3	—	2	17
17	2	1	1	21	2	11	5	—	—	16
1	1	—	1	3	3	8	1	—	1	10
—	—	—	—	—	4	7	3	1	—	11
—	—	—	—	—	5	3	5	—	1	9
—	1	—	—	1	6	2	3	—	—	5
—	—	—	—	—	7	6	—	—	—	6
—	—	—	—	—	8	2	2	—	—	4
—	—	—	—	—	9	3	—	—	1	4
—	—	—	—	—	10	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	11	3	—	—	—	3
—	—	—	—	—	12	1	2	—	—	3
—	—	—	—	—	13	1	1	—	—	2
—	—	—	—	—	14	3	1	—	—	4
—	—	—	—	—	15	—	1	—	2	3
—	—	—	—	—	16—20	1	4	—	—	5
—	—	—	—	—	21—25	1	—	—	2	3

Perioden mit Niederschlag: Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr	Länge der Perioden in Tagen	Perioden ohne Niederschlag: Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr
—	—	—	—	—	26—30	—	1	—	—	1
—	—	—	—	—	31—35	—	—	—	2	2
—	—	—	—	—	36—40	—	2	—	—	2
—	—	—	—	—	41—45	—	—	—	1	1
—	—	—	—	—	46—50	—	1	—	—	1
—	—	—	—	—	60	—	—	—	1	1
—	—	—	—	—	65	—	—	1	—	1
—	—	—	—	—	67	—	—	—	1	1
—	—	—	—	—	72	—	—	1	—	1
—	—	—	—	—	154	—	—	1	—	1
—	—	—	—	—	156	—	—	1	—	1
65	35	4	13	117	Anzahl der Perioden	64	35	5	14	118
84	44	5	16	149	Anzahl der Tage	335	380	451	330	1496
1,29	1,26	1,25	1,23	1,27	Mittlere Länge der Perioden	5,23	10,86	90,2	23,5	12,67
—	—	—	—	—	Größte Länge der Perioden	—	—	—	—	—
0,775	0,793	0,800	0,813	0,787	Veränderlichkeit beobachtet	0,191	0,092	0,011	0,043	0,079
0,800	0,896	0,989	0,954	0,909	Veränderlichkeit berechnet	0,200	0,104	0,011	0,049	0,091
0,031	0,115	0,191	0,146	0,134	Index der Erhaltungstendenz	0,043	0,115	0,000	0,122	0,132

Córdoba (Argentinien). 10 Jahre (1883—1892).

Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr	Länge der Perioden in Tagen	Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr
128	74	28	88	318	1	41	11	1	35	88
35	18	3	24	80	2	31	14	—	12	57
8	3	—	10	21	3	26	8	1	15	50
3	1	—	4	8	4	28	9	1	19	57
1	—	—	1	2	5	14	6	1	12	33
—	—	—	—	—	6	7	6	3	8	24
—	—	—	—	—	7	7	6	1	7	21
—	—	—	—	—	8	3	—	—	3	—
—	—	—	—	—	9	4	4	1	4	13
—	—	—	—	—	10	4	4	2	2	12
—	—	—	—	—	11	1	2	—	4	7
—	—	—	—	—	12	1	3	3	1	8
—	—	—	—	—	13	2	1	1	2	6
—	—	—	—	—	14	2	1	—	1	4
—	—	—	—	—	15	1	1	—	1	3
—	—	—	—	—	16—20	1	7	2	2	12
—	—	—	—	—	21—25	—	3	3	2	8
—	—	—	—	—	26—30	—	3	1	—	4
—	—	—	—	—	31—35	—	2	1	—	3
—	—	—	—	—	36—40	—	—	2	—	2
—	—	—	—	—	41—45	—	1	2	—	3
—	—	—	—	—	46—50	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	50—100	—	—	6	1	7
—	—	—	—	—	über 100	—	—	1	—	1
175	96	31	127	429	Anzahl der Perioden	173	93	53	131	430
239	123	34	187	583	Anzahl der Tage	662	774	968	667	3071
1,37	1,27	1,10	1,47	1,36	Mittlere Länge der Perioden	3,82	8,32	29,3	5,1	7,14
5	4	2	5	5	Größte Länge der Perioden	16	45	103	55	103
0,72	0,79	0,91	0,69	0,72	Veränderlichkeit beobachtet	0,26	0,12	0,034	0,20	0,14
0,734	0,863	0,966	0,781	0,840	Veränderlichkeit berechnet	0,265	0,137	0,033	0,219	0,159
0,019	0,085	0,068	0,117	0,14	Index der Erhaltungstendenz	0,019	0,12	0,03	0,087	0,12

San Juan. 10 Jahre (1875—1888).

Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr	Länge der Perioden in Tagen	Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr
59	12	10	18	99	1	11	—	—	2	13
7	2	—	3	12	2	7	1	—	—	8
1	—	—	—	1	3	4	1	—	2	7
—	—	—	—	—	4	3	2	—	—	5
—	—	—	—	—	5	2	—	—	—	2
—	—	—	—	—	6	1	—	—	2	3
—	—	—	—	—	7	3	—	—	—	3
—	—	—	—	—	8	4	1	—	1	6
—	—	—	—	—	9	3	—	1	—	4
—	—	—	—	—	10	3	—	—	—	3
—	—	—	—	—	11	2	—	—	1	3

Perioden mit Niederschlag					Länge der Perioden in Tagen	Perioden ohne Niederschlag				
Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr		Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr
—	—	—	—	—	12	3	—	—	—	3
—	—	—	—	—	13	1	—	—	—	1
—	—	—	—	—	14	1	—	—	1	2
—	—	—	—	—	15	2	—	—	1	3
—	—	—	—	—	16—20	7	2	—	1	10
—	—	—	—	—	21—25	2	1	1	1	5
—	—	—	—	—	26—30	1	1	—	1	3
—	—	—	—	—	31—35	—	1	—	1	2
—	—	—	—	—	36—40	—	2	—	2	4
—	—	—	—	—	41—45	—	—	1	2	3
—	—	—	—	—	46—50	1	1	1	—	3
—	—	—	—	—	50—100	2	1	2	3	8
—	—	—	—	—	101—150	—	1	2	—	3
—	—	—	—	—	151—200	—	—	2	—	2
—	—	—	—	—	201—250	—	—	1	—	1
—	—	—	—	—	671	0,1	0,3	0,3	0,3	1
67	14	10	21	112	Anzahl der Perioden	63,1	15,3	11,3	21,3	111
76	16	10	24	126	Anzahl der Tage	776	680	1301	770	3527
1,13	1,14	1,00	1,14	1,12	Mittlere Länge der Perioden	12,33	44,44	115,12	36,29	31,78
3	2	1	2	3	Größte Länge der Perioden	71	138	221	89	671
0,88	0,87	1,00	0,87	0,89	Veränderlichkeit beobachtet	0,081	0,022	0,0087	0,072	0,031
0,910	0,977	0,99	0,970	0,965	Veränderlichkeit berechnet	0,089	0,023	0,0076	0,030	0,034
0,033	0,11	0,01	0,10	0,08	Index der Erhaltungstendenz	0,009	0,043	0,13	0,10	0,09

Colonia 16 de Octubre (Argentinien). 5 Jahre (1896—1900).

Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr	Länge der Perioden in Tagen	Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr
15	27	29	25	96	1	4	9	9	3	25
11	11	12	5	39	2	—	4	9	4	17
3	4	4	2	13	3	4	7	4	2	17
—	5	1	—	6	4	2	2	3	2	9
—	1	1	—	2	5	1	6	3	2	12
—	—	—	—	—	6	1	—	4	1	6
—	—	1	—	1	7	—	3	—	1	4
—	1	—	—	1	8	—	1	3	—	4
—	—	—	—	—	9	—	2	2	2	6
—	—	1	—	1	10	1	3	—	2	6
—	—	—	—	—	11	4	2	2	3	11
—	—	—	—	—	12	3	2	3	1	9
—	—	—	—	—	13	2	—	—	—	2
—	—	—	—	—	14	—	1	1	1	3
—	—	—	—	—	15	1	—	—	1	2
—	—	—	—	—	16—20	2	2	—	1	5
—	—	—	—	—	21—25	—	1	2	1	4
—	—	—	—	—	26—30	3	—	2	2	7
—	—	—	—	—	31—35	2	1	1	—	4
—	—	—	—	—	36—40	1	1	—	2	4
—	—	—	—	—	41—45	—	1	—	—	1
—	—	—	—	—	46—50		—		—	—
—	—	—	—	—	54	—	—	—	1	1
—	...	—	—	—	56	—	...	—	1	1
29	49	49	32	159	Anzahl der Perioden	31	48	48	33	160
46	94	91	41	272	Anzahl der Tage	383	381	348	444	1556
1,6	1,9	1,9	1,3	1,7	Mittlere Länge der Perioden	12,4	8,0	7,3	13,5	9,7
3	8	10	3	10	Größte Länge der Perioden	40	43	35	56	56
0,633	0,521	0,538	0,781	0,585	Veränderlichkeit beobachtet	0,081	0,125	0,136	0,074	0,103
0,893	0,802	0,729	0,915	0,851	Veränderlichkeit berechnet	0,107	0,198	0,207	0,085	0,149
0,291	0,350	0,262	0,146	0,313	Index der Erhaltungstendenz	0,243	0,368	0,333	0,129	0,309

Lima (Peru). 5 Jahre.

Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr	Länge der Perioden in Tagen	Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr
32	41	20	19	112	1	7	31	34	17	89
12	14	12	11	49	2	13	3	12	10	38
2	1	7	9	19	3	—	2	8	7	17
—	4	7	5	16	4	4	5	6	6	21
—	4	3	2	9	5	2	5	1	1	9
1	—	2	1	4	6	4	5	1	2	12

Perioden mit Niederschlag					Länge der Perioden in Tagen	Perioden ohne Niederschlag				
Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr		Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr
1	—	2	—	3	7	5	2	1	3	11
—	—	—	2	2	8	1	1	—	1	3
—	—	3	2	5	9	—	1	1	1	3
—	—	1	1	2	10	6	—	1	2	9
—	1	1	—	2	11	1	5	—	—	6
—	—	—	1	1	12	2	2	—	—	4
—	—	—	1	1	13	2	—	—	—	2
—	—	1	—	1	14	—	1	—	—	1
—	—	1	—	1	15	—	—	—	—	—
—	—	3	—	3	16—20	1	—	—	2	3
—	—	1	1	2	21—25	3	—	—	1	4
—	—	—	—	—	26—30	1	—	—	1	2
—	—	—	—	—	31—35	2	—	—	—	2
—	—	1	—	1	36—40	—	—	—	—	—
—	—	—		—	41—45	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	46—50	—	—	—	—	—
48	65	65	55	203	Anzahl der Perioden	54	63	65	54	236
75	119	326	194	714	Anzahl der Tage	426	301	143	242	1112
1,56	1,83	5,00	3,53	3,04	Mittlere Länge der Perioden	7,88	4,77	2,20	4,50	4,71
7	11	39	21	39	Größte Länge der Perioden	35	45	10	28	45
0,641	0,546	0,200	0,283	0,329	Veränderlichkeit beobachtet	0,127	0,209	0,455	0,222	0,212
0,850	0,717	0,305	0,555	0,609	Veränderlichkeit berechnet	0,150	0,284	0,695	0,445	0,391
0,246	0,239	0,525	0,490	0,460	Index der Erhaltungstendenz	0,153	0,264	0,345	0,501	0,458

Punta Galera. 5 Jahre (1899—1903).

Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr	Länge der Perioden in Tagen	Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr
41	23	4	21	89	1	16	29	26	21	92
11	11	7	13	42	2	12	17	16	9	54
7	14	10	9	40	3	8	11	4	13	36
4	10	8	2	24	4	9	6	4	5	24
3	2	5	5	15	5	8	2	1	5	16
1	2	4	—	7	6	1	2	—	—	3
2	1	3	4	10	7	6	4	2	1	13
—	2	1	3	6	8	4	1	1	2	8
—	—	—	1	1	9	2	—	—	—	2
1	3	2	4	10	10	2	—	—	—	2
—	4	6	—	10	11—15	3	—	—	4	7
—	—	2	1	3	16—20	1	—	—	—	1
—	—	1	—	1	21—25	—	—	—	—	—
—	—	1	—	1	26—50	—	—	—	1	1
—	—	—	—	—	über 50	—	—	—	—	—
70	72	54	63	259	Anzahl der Perioden	72	72	54	61	259
145	255	366	224	990	Anzahl der Tage	310	179	113	233	835
2,07	3,54	6,77	3,55	3,82	Mittlere Länge der Perioden	4,30	2,48	2,10	3,82	3,22
10	15	46	16	46	Größte Länge der Perioden	16	8	8	36	36
0,48	0,28	0,14	0,28	0,26	Veränderlichkeit beobachtet	0,23	0,40	0,48	0,26	0,31
0,681	0,413	0,236	0,510	0,457	Veränderlichkeit berechnet	0,319	0,586	0,764	0,490	0,542
0,30	0,32	0,41	0,45	0,43	Index der Erhaltungstendenz	0,28	0,32	0,37	0,47	0,43

Islote dos Evangelistas. 5 Jahre (1899—1903).

Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr	Länge der Perioden in Tagen	Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr
1	2	4	3	10	1	14	16	13	13	56
4	5	5	2	16	2	5	7	14	8	34
2	1	5	2	10	3	4	—	7	8	19
1	1	5	1	8	4	1	—	1	2	4
1	2	4	1	8	5	—	1	1	1	3
1	1	2	1	5	6	—	1	1	—	2
—	1	1	4	6	7	—	2	2	—	4
—	—	1	2	3	8	—	—	—	—	—
—	1	—	2	3	9	—	—	1	—	1
1	—	2	—	3	10	—	1	—	—	1
5	6	4	7	22	11—15	—	—	1	—	1
2	1	2	—	5	16—20	—	—	—	—	—
6	3	1	2	12	21—25	—	—	—	—	—
2	4	3	2	11	26—50	—	—	—	—	—
2	1	—	1	4	51—100	—	—	—	—	—

Perioden mit Niederschlag					Länge der Perioden in Tagen	Perioden ohne Niederschlag				
Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr		Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr
28	29	39	30	126	Anzahl der Perioden	24	28	41	32	125
452	424	311	361	1548	Anzahl der Tage	40	64	112	63	279
16,14	14,62	8,00	12,00	12,28	Mittlere Länge der Perioden	1,66	2,25	2,73	1,97	2,23
64	65	28	72	72	Größte Länge der Perioden	4	10	12	5	12
0,06	0,07	0,13	0,08	0,08	Veränderlichkeit beobachtet	0,69	0,44	0,36	0,51	0,44
0,081	0,131	0,265	0,148	0,153	Veränderlichkeit berechnet	0,918	0,869	0,735	0,851	0,845
0,29	0,46	0,51	0,46	0,48	Index der Erhaltungstendenz	0,35	0,49	0,51	0,40	0,48

Regenwahrscheinlichkeit.

	Jahre	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember	Jahr	Sommer	Herbst	Winter	Frühling
Cartagena	5	0	1	0	5	23	17	14	17	22	29	17	2	12	1	9	16	23
Georgetown	8	59	64	63	53	71	82	74	48	31	24	41	66	56	63	62	68	32
Burnside	6	46	39	42	47	61	70	60	40	17	14	32	40	42	42	50	57	21
Paramaribo	7	55	61	66	61	78	83	74	54	38	32	50	60	59	59	68	70	40
Cayenne	6	77	64	68	67	84	82	61	31	19	13	52	65	57	69	73	58	28
Manáos	1	84	50	65	70	48	3	13	3	13	32	7	52	37	62	61	6	17
Cuyabá	4	42	54	42	23	10	7	3	3	20	29	43	48	29	48	25	4	31
Ladario	$1\frac{1}{3}$	26	25	32	10	7	17	0	10	20	19	10	29	17	27	16	9	16
Belém (Pará)	6	90	93	90	87	94	70	61	55	60	48	40	68	70	84	84	62	49
Ceará	$2\frac{1}{2}$	26	43	71	33	36	30	29	19	30	26	10	16	31	28	47	26	22
Parahyba	4	23	43	48	46	68	75	70	70	27	36	27	48	49	38	54	72	30
Pernambuco	21	29	36	35	53	61	69	74	76	71	47	27	27	50	31	50	73	48
Victoria	7	35	35	46	56	55	67	72	68	47	26	24	25	46	32	52	69	32
Isabel	$6\frac{1}{2}$	27	23	45	56	59	64	74	70	50	25	19	21	45	24	53	69	31
S. Anna do Sobradinho	$3\frac{1}{2}$	12	21	23	4	3	6	2	0	1	8	5	8	8	14	10	3	5
Aracajú	$3\frac{1}{3}$	16	36	39	53	68	77	65	61	40	29	17	19	43	24	53	68	29
Bahia	10	29	29	36	43	45	57	45	29	27	32	30	23	35	27	41	44	30
S. Bento das Lages	5	33	30	54	78	55	83	72	70	46	45	36	19	52	27	62	75	42
Diamantina	1	87	75	77	23	29	17	0	10	7	58	93	71	47	78	43	9	53
Theophilo Ottoni	2	32	43	61	27	26	23	19	10	23	37	57	32	32	36	38	17	39
Queluz	6	58	61	39	17	13	3	6	6	23	35	37	61	29	60	23	5	32
Uberaba	5	68	61	61	33	16	10	10	6	30	39	47	52	36	60	37	9	39
Ouro Preto	3	84	93	61	23	26	13	10	10	40	55	70	48	44	75	37	11	55
S. João del Rey	3	74	75	55	33	19	3	10	0	27	48	63	55	38	68	36	4	46
Barbazena	6	70	64	52	37	16	7	10	10	33	45	47	52	36	62	35	9	42
Quissaman	3	36	29	13	13	23	20	16	13	30	32	37	39	25	35	16	16	33
Juiz de Fora	6	55	46	42	20	16	13	10	10	23	36	50	39	30	47	26	11	36
Rio Janeiro	44	42	43	40	33	36	27	19	23	37	42	40	45	36	43	36	13	40
Porto Ferreira	8	41	39	32	13	13	5	4	8	20	27	25	32	22	37	19	6	24
Rio Claro	10	61	51	39	20	16	20	10	10	27	32	37	42	30	51	25	13	32
Campinas	10	64	59	42	23	19	23	11	14	30	35	40	48	54	57	28	16	35
Botucatú	6	68	67	47	32	23	20	17	16	25	43	48	45	38	60	34	18	39
Bragança	10	71	64	45	30	23	23	14	14	30	42	43	48	37	61	63	17	38
Taubaté	5	70	53	42	34	20	17	17	16	26	23	51	47	36	57	32	17	37
Cunha	7	46	36	25	19	15	14	8	10	24	24	23	19	22	34	20	11	24
Ytú	8	58	57	45	23	20	24	15	17	31	40	36	47	34	54	29	19	36
Tatuhy	10	52	45	32	37	16	20	10	13	17	29	27	35	26	44	22	14	24
Ubatuba	3	79	65	49	47	38	28	26	38	51	58	67	69	52	71	45	31	59
S. Paulo	10	68	71	54	40	35	37	19	23	40	48	53	48	45	62	43	26	47
S. Roque	5	42	50	29	15	15	19	8	8	25	32	26	30	25	41	20	12	28
Alto da Serra	6	63	64	63	41	45	36	28	39	56	61	58	51	50	59	50	34	58
Kilometer 25	3	59	59	48	57	13	35	19	42	62	64	77	59	53	59	49	32	68
Kilometer 22	3	53	40	41	53	35	30	13	29	46	35	52	52	40	47	43	24	44
Raiz da Serra	2	27	29	42	24	11	10	18	16	17	23	26	19	22	25	26	15	22
Santos	6	53	44	56	52	37	42	26	33	39	44	43	51	43	49	48	34	42
Conceição	5	42	33	33	22	20	17	16	18	25	27	29	27	26	34	25	17	27
Iguape	5	62	50	54	51	33	36	32	38	48	50	42	38	45	50	46	35	47
Curityba	18	61	61	55	40	36	37	26	36	40	48	47	48	45	57	44	33	45
Blumenau	10	42	36	39	30	26	26	26	36	50	42	33	32	35	37	32	29	42
Florianopolis	$2\frac{1}{2}$	39	36	45	33	29	23	23	42	33	36	40	42	35	39	36	29	26
Itaqui	2	19	18	19	30	29	13	13	13	23	26	30	16	21	18	26	13	26

	Jahre	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember	Jahr	Sommer	Herbst	Winter	Frühling
Porto Alegre	6	39	25	26	27	32	30	36	42	33	26	20	26	30	30	28	36	26
Pelotas	7	36	32	26	27	19	27	32	39	30	29	20	20	29	32	24	33	26
Rio Grande	9	16	25	19	30	23	27	26	26	23	23	17	13	22	18	24	26	21
Estación Santa Anna	5	7	10	10	11	14	14	8	8	9	14	11	15	11	11	12	10	11
Salto	4	11	14	11	18	21	15	14	12	13	21	11	17	15	14	17	14	15
Indepedencia	5	16	17	23	12	14	20	14	19	20	20	20	23	18	19	16	18	20
San Gregorio	5	17	11	19	15	15	20	13	22	19	19	13	23	17	17	16	18	17
Colonia Rio Negro	5	18	21	31	23	29	31	33	37	23	27	24	33	28	24	28	34	25
Estancia Concordia	5	19	19	20	17	18	25	17	17	19	16	17	30	19	23	18	20	17
Trinidad	5	18	15	21	17	19	25	17	20	20	22	19	24	20	19	19	21	20
San Jorge	7	23	16	23	27	25	32	26	26	28	27	22	28	25	22	25	28	26
Mercedes	$9\frac{7}{12}$	15	10	15	19	11	15	10	12	11	18	16	18	14	14	15	12	15
Estancia Pichinango	5	17	10	21	11	14	21	17	17	19	14	18	21	17	16	15	18	17
San José	5	20	17	29	20	19	31	23	25	25	23	23	26	24	21	23	26	24
Guadelupe	$4\frac{3}{4}$	23	16	21	15	20	29	23	27	22	22	20	23	22	21	19	26	21
Montevideo	15	23	25	26	27	23	30	36	29	27	29	23	27	26	25	25	28	26
Melo	$3\frac{3}{4}$	13	12	15	20	23	27	21	23	23	13	11	12	18	12	19	24	16
Itacurubi del Rosario	7	45	36	23	20	23	20	13	16	20	32	30	29	26	37	22	16	27
Asunción	6	36	29	23	20	29	20	13	13	20	29	27	26	24	31	24	15	25
Formosa	14	23	18	16	17	13	13	7	7	13	19	23	16	15	19	15	9	18
Goya	21	16	14	13	10	10	7	7	7	7	13	13	16	11	15	11	7	11
Concordia	22	13	21	19	20	13	20	13	10	10	16	17	13	15	16	17	14	14
Rosario	22	23	18	16	13	7	7	7	7	3	13	17	23	13	21	12	7	11
Estación Misionera	4	23	25	19	20	13	13	10	7	10	19	27	19	17	22	17	10	19
Ceres	3	29	25	16	17	13	13	13	16	13	23	20	26	19	27	15	14	19
Córdoba	26	26	25	23	13	7	7	3	3	10	19	27	26	16	26	14	4	19
Rio Cuarto	2	29	21	26	10	13	10	7	16	17	26	37	23	20	24	16	11	27
San Luis	4	29	25	23	13	7	10	3	10	13	16	20	23	16	26	14	8	16
Salta	23	32	32	26	7	1,3	0,3	0	0,6	3	7	20	23	13	29	11	0,3	10
Tucuman	24	29	32	32	17	10	10	3	3	10	19	23	29	18	30	20	5	17
Andalgala	5	26	29	19	13	3	7	1	7	7	3	7	10	11	32	12	5	6
Pilciao	14	13	18	7	3	1	1	1	1	1	3	3	3	5	11	4	1	2
Catamarca	16	19	14	13	10	7	7	0	1	3	10	13	13	9	15	10	3	9
San Juan	22	10	7	3	2	1	1	3	2	3	4	5	10	4	9	2	2	2
Mendoza	22	19	18	13	10	7	7	7	7	7	13	17	16	12	18	10	7	12
Chos. Malal	5	0	7	7	3	3	7	13	10	0	3	7	3	5	3	4	10	3
Buenos Aires	31	16	21	16	13	13	17	10	10	17	19	20	19	16	19	14	13	19
Bahia Blanca	31	13	18	16	17	13	10	7	10	17	23	20	16	15	16	15	9	20
Viedma	3	10	14	13	13	10	13	13	7	10	10	13	16	12	13	12	11	11
Rawson	9	13	11	19	20	19	27	13	23	20	16	17	19	18	14	19	22	18
16 de Octubre	4	10	14	13	23	26	17	29	13	10	10	10	7	15	10	21	20	10
Isla de los Estados	9	65	68	71	75	81	87	77	68	60	58	60	68	69	67	73	77	59
Punta Annas	6	42	48	52	47	38	39	46	37	38	35	48	52	43	47	45	40	40
Quito	7	43	47	53	74	57	34	29	42	30	48	38	48	45	46	61	35	39
Lima	6	10	21	11	29	34	55	71	82	83	35	22	18	39	16	25	69	47
Chosica	$1\frac{1}{3}$	10	75	39	10	0	0	0	0	0	0	0	13	12	33	16	0	0
Vinconcaya	$1\frac{1}{3}$	55	69	36	2	3	0	0	0	17	3	5	8	17	44	14	0	8
Arequipa	$1\frac{3}{4}$	11	27	5	0	0	0	0	0	3	0	2	3	4	14	2	0	2
Mollendo	$1\frac{7}{12}$	0	5	0	2	5	3	0	7	3	3	7	3	3	3	2	3	4
La Paz	4	63	69	55	40	10	3	8	11	27	32	43	58	35	63	35	7	34
Oruro	4	42	39	45	10	6	0	0	0	3	3	10	19	15	33	20	0	5
Caldera	$4\frac{1}{3}$	2	1	0	0	2	2	2	5	8	4	1	0	2	1	1	3	4
Tortuga	5	0	1	0	2	4	15	16	13	1	1	0	0	4	0,3	2	15	1
Anjelles	5	0	0	4	3	14	32	32	23	3	3	2	1	10	0,3	7	29	3
Isla Juan Fernandez	3	20	26	29	40	44	60	55	36	32	26	27	28	34	18	34	50	28
Santiago	37	3	3	2	3	8	18	19	24	24	19	13	5	12	4	4	20	19
Tumbes	$3\frac{3}{4}$	4	1	6	14	29	58	58	39	24	16	8	3	22	3	16	52	16
Isla Santa Maria	$4\frac{1}{2}$	3	7	12	18	39	41	42	29	61	10	6	4	19	5	23	37	12
Isla Mocha W	$4\frac{3}{4}$	17	21	29	40	65	70	68	62	37	24	28	16	40	18	45	67	30
Niebla	$3\frac{1}{3}$	19	22	28	49	58	65	52	52	48	25	28	7	38	16	45	56	34
Galera	5	36	39	42	60	78	80	77	71	55	38	52	30	55	35	60	76	48
Puerto Montt	26	39	39	52	57	65	60	68	61	53	48	50	48	53	42	58	63	50
Ancud	6	41	42	53	56	74	71	65	66	67	48	52	36	56	40	61	67	56
Islote de los Evangelistas	5	86	94	87	85	85	74	84	69	85	88	85	92	85	91	86	76	86

Mittlere, größte und kleinste monatliche Regenmengen (unreduziert).

a = mittlere, b = größte, c = kleinste Menge, d = Schwankung.

		Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Recife (30) . . .	a	76	87	174	276	318	353	355	196	87	27	23	33	2005
	b	539	332	676	828	814	1314	1440	955	378	65	97	138	4500
	c	0	2	6	17	69	89	58	30	4	4	0	7	819
	d	539	330	670	811	745	1225	1382	925	374	61	97	131	3681
Rio de Janeiro (50)	a	126	108	135	111	90	51	41	46	66	81	109	137	1101
	b	355	309	401	455	408	240	129	286	177	206	415	294	1609
	c	14	5	32	8	2	0	4	0	13	6	12	42	732
	d	341	304	369	447	406	240	125	286	164	200	403	252	877
Alto da Serra (30)	a	373	457	426	387	350	209	204	176	214	280	306	315	3696
	b	714	884	1102	1081	1273	434	414	445	526	680	635	531	5563
	c	167	122	132	175	69	30	15	11	31	155	94	74	2370
	d	547	762	970	906	1204	404	399	434	495	525	541	457	3193
Roça Nova (13) .	a	237	147	155	93	119	107	57	122	135	192	135	143	1642
	b	307	312	399	163	400	415	129	237	262	411	266	266	1959
	c	105	62	60	40	29	15	12	56	43	55	57	21	1271
	d	202	250	339	123	371	400	117	181	219	356	209	245	588
Montevideo (17) .	a	90	54	111	94	70	69	86	83	55	74	65	68	918
	b	296	178	362	206	142	174	180	190	163	195	177	180	1327
	c	26	2	8	25	4	8	19	0	6	15	23	18	504
	d	270	176	354	181	138	166	161	190	157	168	154	162	823
San Juan (22) .	a	12	8	6	2	2	0,8	0,2	1	0	4	3	10	49
(11) .	b	41	55	30	30	9	5	2	16	0	30	26	30	147
	c	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2
	d	41	55	30	30	9	5	2	16	0	30	26	30	145
Córdoba (26) . .	a	117	103	90	36	20	7	4	10	21	64	109	121	702
(20) . .	b	285	266	183	83	67	22	27	71	110	191	230	316	1016
	c	15	15	24	0	0	0	0	0	0	23	20	36	396
	d	270	251	159	83	67	22	27	71	110	168	230	280	620
I. Evangelistas (5)	a	335	261	314	303	219	214	192	160	196	257	184	283	2918
	b	407	309	452	444	248	366	325	221	247	397	213	365	3449
	c	249	194	189	178	196	129	113	85	122	156	145	164	2651
	d	158	115	253	236	52	237	212	136	125	241	68	201	798
Puerto Montt (25)	a	128	109	180	185	293	243	300	240	168	150	147	157	2300
	b	312	233	361	334	542	583	548	350	266	296	262	375	3195
	c	28	31	75	69	120	92	145	109	54	53	52	26	1792
	d	284	202	286	265	422	491	403	241	212	243	210	349	1403
Georgetown (50) .	a	192	144	145	166	276	306	246	169	68	60	144	287	2203
(22) .	b	638	526	577	511	454	620	493	284	183	211	411	819	2435
	c	23	28	19	40	54	131	71	50	3	4	3	34	1339
	d	615	498	558	471	400	489	422	234	180	207	408	785	896
Itacurubi (7) . .	a	224	146	127	102	94	76	78	31	58	208	150	157	1449
	b	429	350	261	198	173	105	167	68	111	331	237	305	1549
	c	76	27	11	54	52	11	11	4	6	36	86	59	1074
	d	453	323	250	144	121	94	156	64	105	295	151	246	475
Sucre (16) . . .	a	166	122	92	51	5	4	6	6	22	34	69	117	694
	b	281	179	220	103	34	24	46	23	65	83	124	292	806
	c	43	69	27	3	0	0	0	0	5	6	27	42	519
	d	238	110	193	100	34	24	46	23	60	76	97	250	287
Lima (6) . . .	a	1	0,1	0,1	0,4	1,2	4,6	8,4	12,3	13,1	3,2	1,0	0,6	46
	b	3,7	0,6	0,3	0,8	3,5	14,2	11,5	16,1	23,3	6,2	1,7	1,3	576
	c	0	0	0	0	0	0,1	4,9	9,2	6,9	1,4	0,3	0	32,2
	d	3,7	0,6	0,3	0,8	3,5	14,1	6,6	6,9	16,4	4,8	1,4	1,3	25,4
Carácas (12) . .	a	27	7	17	31	76	96	124	97	96	108	92	46	817
	b	62	33	68	115	186	160	213	151	178	152	134	92	1203
	c	4	0	0	0	0	45	37	43	39	53	27	0	602
	d	58	33	68	115	186	115	176	108	139	99	107	92	601

		Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Chubut (9) . . .	a	12	15	37	15	38	29	11	22	20	11	22	27	259
	b	29	70	143	52	51	129	43	57	43	23	89	72	386
	c	1	0	2	2	2	0,5	1	1	2	0,3	4	0	160
	d	28	70	141	50	49	128,5	42	56	41	22,7	85	72	226
Matanzas (15) . .	a	90	56	103	82	69	66	56	66	75	68	61	100	892
(12) . .	b	273	189	206	185	195	116	140	241	268	196	113	210	1139
	c	33	0	0	0	0	29	4	0	14	20	33	32	586
	d	240	189	206	185	195	87	136	241	254	176	80	178	553

Maxima des Regenfalles in 24 Stunden.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Georgetown (8)	75	85	105	78	69	130	108	57	91	90	123	175	175
Pernambuco ($3\frac{1}{2}$)	62	26	69	41	49	86	83	51	80	33	6	22	86
Aracajú (3)	8	17	26	72	63	55	38	13	53	36	32	26	72
Uberaba (4)	110	72	70	60	?	?	?	?	?	120	58	80	120
S. João del Rey (3) . . .	74	73	75	53	32	2	9	9	38	34	117	43	117
Barbazena (3)	61	76	128	47	25	3	34	21	48	69	44	46	128
Juiz de Fora (6)	75	81	71	86	41	46	17	15	68	46	78	82	86
Rio Claro (12)	88	82	130	58	52	41	27	36	52	64	100	96	130
S. Paulo (12)	76	79	78	86	85	101	24	57	45	111	55	69	111
Iguape ($9\frac{1}{2}$)	80	75	82	74	60	48	52	40	51	46	90	105	105
Roça Nova (13).	124	74	92	59	95	102	35	104	62	95	84	70	124
Morretes (13)	92	85	70	48	80	101	47	56	67	91	76	51	101
Alexandra (13)	84	76	142	67	164	84	44	74	58	74	56	86	164
Kilometer 22 (2)	108	41	417	232	64	54	21	49	72	86	76	81	417
Kilometer 25 (2)	69	36	313	143	42	43	43	47	84	77	88	66	313
Alto da Serra (2)	54	65	174	128	63	40	23	70	103	66	74	36	174
Pelotas (3)	41	40	77	39	78	96	51	78	38	35	39	61	96
Rio Grande (5)	28	94	62	73	28	29	63	121	46	35	63	46	121
Trinidad (5)	71	48	53	101	114	63	40	80	60	40	66	59	114
Colonia Rio Negro (5) . .	71	46	80	129	46	80	114	116	75	43	60	60	129
San Gregorio (5)	129	61	80	128	60	75	86	89	83	60	65	53	129
Melo (4)	44	25	46	82	128	122	95	98	72	50	70	74	128
Misionera (5).	150	70	43	84	28	124	43	32	128	67	82	66	150
Itacurubi del Rosario (7). .	116	75	75	84	58	94	77	39	89	134	94	159	159
Formosa (10)	144	183	128	136	127	191	50	48	29	107	116	93	191
Andalgala ($4\frac{3}{4}$)	44	65	46	15	16	4	—	3	9	16	29	15	65
Ceres ($4\frac{1}{4}$).	80	40	58	53	28	19	11	77	62	93	105	72	105
Córdoba (20).	103	107	84	53	63	15	18	37	47	68	70	93	107
San Juan (13)	37	14	30	15	9	5	2	9	3	15	25	19	37
Matanzas (13)	79	75	77	96	80	56	81	163	98	80	47	62	163
16 de Octubre (5)	18	28	23	58	28	27	55	29	50	35	29	19	58
Dungeness (1)	30	13	20	4,2	3,6	3,7	1,7	0,2	8	5	2	4	3
Lima (6)	1,4	0,6	0,2	0,4	1,5	1,5	1,8	2,6	2,1	1,7	0,7	0,4	2,6
La Paz ($4\frac{7}{12}$)	26	51	29	17	16	3,6	9,0	3,4	28,0	20	40	35	51
Iquique (5)	—	—	—	—	—	—	15	—	—	—	—	—	15
Caldera (5)	—	—	—	—	5	1,5	22	6	1,5	0,8	—	0,4	22
Tortuga (5)	—	—	—	3,7	20,9	141,0	42,0	52,2	—	—	—	—	141
Punta Anjeles (5)	—	—	36	15	45	123	79	67	4	30	30	0,8	123
Isla J. Fernandez (3) . . .	6	7	29	37	63	69	58	36	26	8	13	4	69
Carranza (3)	1,1	15	1,7	20	26	71	37	11	11	9	14	18	71
Tumbes ($3\frac{3}{4}$)	0,4	49	14	242	51	52	30	41	11	15	7	6	242
Isla Santa Maria ($3\frac{1}{2}$). . .	14	18	42	29	79	88	51	42	31	34	10	29	88
Isla Mocha W ($4\frac{3}{4}$) . . .	23	28	67	46	74	57	72	49	62	17	36	37	34
Punta Niebla ($3\frac{5}{12}$) . . .	21	38	96	60	72	91	84	38	30	20	36	26	96
Punta Galera (5)	37	156	58	90	81	146	87	81	89	46	53	74	156
Ancud (3).	41	70	36	45	94	63	83	56	42	46	27	30	94
Islote de los Evangelistas (5)	61	68	47	50	49	103	43	48	36	62	46	66	103

Verhältnis der absoluten und der mittleren Tagesmaxima des Regenfalles zum Monats- und Jahresmittel.

M. = Monatsmittel, abs. M. = absolutes Maximum, mittl. M. = mittleres Maximum, % = in Prozenten des Monatsmittels resp. Jahresmittels.

		Jan.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr	
Georgetown (50)	M.	192	144	145	166	276	306	246	169	68	60	144	287	22,03	mm
(8)	abs. M.	75	85	105	78	69	130	108	57	91	90	123	175	175	mm
	%	39	59	72	47	25	42	44	34	134	150	85	61	8	%
	mittl. M.	42	39	40	38	46	63	61	39	41	33	54	71	47	mm
	%	22	27	27	23	17	20	25	23	60	55	37	25	2,1	%
S. Paulo (13)	M.	209	205	149	65	76	66	20	53	81	122	114	155	1315	mm
(12)	abs. M.	76	79	78	76	75	101	24	57	45	111	55	69	111	mm
	%	36	39	52	118	98	153	120	108	56	91	48	45	8	%
	mittl. M.	46	53	39	28	31	31	10	22	23	33	30	37	32	mm
	%	22	26	56	43	41	47	50	42	28	27	26	24	2,4	%
Iguape (10)	M.	245	213	207	147	118	147	73	62	129	136	145	148	1750	mm
(9½)	abs. M.	80	75	82	74	60	48	52	40	51	46	90	105	105	mm
	%	33	35	40	50	51	38	71	64	40	34	62	71	6	%
	mittl. M.	47	51	49	39	35	32	26	24	30	27	41	43	37	mm
	%	19	24	24	26	29	25	36	39	23	20	28	29	2,1	%
Itacurubi del Rosario (7) .	M.	224	146	127	102	94	76	178	31	58	208	150	157	1451	mm
(7) .	abs. M.	116	75	75	84	58	94	77	39	89	134	94	159	159	mm
	%	52	51	60	82	62	123	99	126	154	64	63	101	11	%
	mittl. M.	65	48	45	50	33	41	39	19	32	70	54	71	47	mm
	%	29	33	36	49	35	54	50	61	55	34	36	45	3.2	%
Andalgala (5)	M.	80	69	64	17	3,8	4,2	0,1	5,6	7	8	10	17	285	mm
	abs. M.	44	65	46	15	16	4	—	3	9	16	29	15	65	mm
	%	55	94	72	88	421	95	—	54	129	200	290	88	23	%
	mittl. M.	33	33	26	7	6	3,7	—	—	6	7	7	9	14	mm
	%	41	48	41	41	158	88	—	—	86	88	70	53	4,9	%
Matanzas (15)	M.	90	56	103	82	69	66	56	66	75	68	61	100	892	mm
(13)	abs. M.	79	75	77	96	80	56	81	163	98	80	47	72	163	mm
	%	88	134	75	117	116	85	145	247	131	116	77	72	18	%
	mittl. M.	39	32	47	43	44	35	31	38	37	32	29	38	37	mm
	%	43	57	45	52	64	53	55	58	49	47	48	38	4,1	%
San Juan (22)	M.	12	8	6	2	2	0,8	0,2	1	0,14	4	3	10	49	mm
(13)	abs. M.	37	14	30	15	9	5	2	9	3	15	25	19	37	mm
	%	308	175	500	750	450	625	1000	900	2143	375	833	190	76	%
	mittl. M.	10	6	12	—	5	4,1	1,2	5	—	8	8	8	7	mm
	%	83	75	200	—	250	525	600	500	—	200	267	80	14,3	%
Córdoba (26)	M.	117	103	90	36	20	7	4	10	21	64	109	121	702	mm
(20)	abs. M.	103	107	84	53	63	15	18	37	47	68	70	93	107	mm
	%	88	104	93	147	315	214	450	370	224	106	64	77	15	%
	mittl. M.	39	42	41	18	13	5	5	11	16	30	36	42	25	mm
	%	33	41	45	53	65	71	125	110	76	47	33	35	3,5	%
16 de Octubre (5) . . .	M.	28	29	24	64	60	26	86	38	31	28	23	15	451	mm
	abs. M.	18	28	23	58	28	27	55	29	50	35	29	19	58	mm
	%	64	96	96	91	47	104	64	76	161	125	124	126	13	%
	mittl. M.	16	16	12	23	16	12	15	18	22	16	14	9	16	mm
	%	57	55	50	36	27	46	17	47	71	57	61	60	3,5	%
La Paz (4½)	M.	98	115	66	37	12	2	3,7	2,8	20	33	39	109	538	mm
	abs. M.	26	51	29	17	16	3,5	9	3,4	28	20	40	35	51	mm
	%	27	44	44	46	133	175	243	120	140	61	103	32	10	%
	mittl. M.	20	35	16	13	6	1,5	3,0	1,5	11	14	17	29	14	mm
	%	20	30	24	35	50	75	81	54	55	43	44	27	2,5	%

		Jan.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr	
Lima (6)	M.	1	0,1	0,1	0,4	1,2	4,6	8,4	12,3	13,1	3,2	1,0	0,6	46	mm
	abs. M.	3,4	0,6	0,2	0,4	1,3	1,5	2,0	2,6	2,2	1,7	0,7	0,4	3,4	mm
	%	340	600	200	100	108	33	24	21	16	53	70	33	7,4	%
	mittl. M.	1,1	0,35	0,13	0,25	0,44	0,75	1,4	1,8	1,6	0,8	0,36	0,25	0,77	mm
	%	110	350	130	62	36	160	17	15	12	25	36	42	107	%
Punta Anjeles (11)	M.	—	—	23	2	68	151	135	86	11	13	8	—	497	mm
(5)	abs. M.	—	—	36	15	45	123	79	67	4	30	30	—	123	mm
	%	—	—	156	750	66	81	58	78	36	23	375	—	25	%
	mittl. M.	—	—	17	5	28	61	53	39	2,3	—	—	—	29	mm
	%	—	—	74	250	41	40	39	45	21	—	—	—	58	%
Tortuga (5)	M.	--	0,1	—	1,0	10	85	27	45	—	0,2	—	—	168	mm
	abs. M.	—	—	—	3,7	21	141	42	52	—	—	—	—	141	mm
	%	—	—	—	370	210	166	155	115	—	—	—	—	84	%
	mittl. M.	—	—	—	2,5	10	45	25	28	—	—	—	—	22	mm
	%	—	—	—	250	100	52	93	62	—	—	—	—	13	%
Punta Galera (5)	M.	91	150	170	288	415	491	426	324	195	107	147	78	2882	mm
	abs. M.	37	156	58	90	81	146	87	81	89	46	53	74	156	mm
	%	41	104	34	31	19	29	20	25	46	43	36	95	5,4	%
	mittl. M.	28	58	35	66	53	104	67	55	53	36	39	30	52	mm
	%	31	39	21	23	13	21	16	17	27	34	27	38	1,2	%
Islote de los Evangelistas (5)	M.	335	261	314	303	219	214	192	160	196	257	184	283	2918	mm
	abs. M.	61	68	47	50	49	103	43	48	36	62	46	66	103	mm
	%	18	26	15	17	22	48	22	30	18	24	25	23	3,5	%
	mittl. M.	45	42	34	41	29	51	28	34	27	35	32	42	37	mm
	%	13	16	11	13	13	24	15	21	14	13	17	15	1,2	%
Roça Nova (12)	M.	237	147	155	93	119	107	57	122	135	192	135	143	1642	mm
	abs. M.	124	74	92	50	95	102	35	104	62	95	84	70	124	mm
	%	52	50	59	63	80	95	61	85	46	50	62	49	7,5	%
	mittl. M.	58	37	35	24	42	35	22	41	38	42	39	39	38	mm
	%	24	25	23	36	35	32	40	34	21	22	21	27	2,3	%

Verhältnis des absoluten und mittleren Tagesmaximums zum Jahresmittel.

Ort	Mittl. jährl. Regenmenge	Absol. Tagesmaximum in		Mittl. Tagesmaximum in		Monat des absoluten Maximums
		mm	%	mm	%	
Georgetown (8)	2203	175	8	47	2,1	Dezember 1893
Pernambuco (3½)	2005	86	4,2	—	—	Juni 1900
Aracajú	1044	72	7	—	—	April 1901
Uberaba	1767	120	7	—	—	Oktober
São João del Rey	1421	117	8	—	—	November
Barbazena	1549	128	8	—	—	März
Juiz de Fora	1556	86	6	—	—	April
Rio Claro	1366	130	10	—	—	März 1895
São Paulo	1315	111	8	32	2,4	Oktober 1892
Iguape	1750	105	6	37	2,1	Dezember 1896
Roça Nova	1642	124	8	—	—	Januar
Morretes	1861	101	5	—	—	Juni
Alexandra	1712	164	10	—	—	Mai
Kilometer 22	3182	417	13	—	—	März 1898
Kilometer 25	3477	313	9	—	—	März 1898
Alto da Serra	3697	174	5	—	—	März 1898
Pelotas	1134	96	9	—	—	Juni 1898
Rio Grande	945	121	13	—	—	August
Trinidad	1148	114	10	—	—	Mai
Colonia Rio Negro	1203	129	11	—	—	April
San Gregorio	1240	129	10	—	—	Januar
Melo	1333	128	10	—	—	Mai
Misionera Estación	1081	150	14	—	—	Januar 1897

Ort	Mittl. jährl. Regenmenge	Absol. Tagesmaximum in		Mittl. Tagesmaximum in		Monat des absoluten Maximums
		mm	%	mm	%	
Itacurubi del Rosario . . .	1451	159	11	47	3,2	Dezember 1898
Formosa	1453	191	13	—	—	Juni 1881
Andalgala	285	65	23	14	4,9	Februar 1896
Ceres	741	105	14	—	—	November 1900
Córdoba	702	107	15	25	3,5	Februar 18?
San Juan	49	37	76	7	14,3	Januar 1883
Mantazas	892	163	18	37	4,1	August 1878
16 de Octubre	451	58	13	16	3,5	April 1897
Dungeness	318	30	9	—	—	Januar 1903
Lima	46	2,6	7,4	0,77	1,7	August 1894
La Paz	538	51	10	14	2,5	Februar 1900
Iquique	3	15	500	—	—	Juli 1903
Caldera	16	22	138	—	—	Juli 1900
Tortuga	168	141	84	22	13	Juni 1903
Punta Anjeles	497	123	25	29	5,8	Juni 1899
Isla Juan Fernandez	768	69	9	—	—	Juni 1902
Carranza	363	71	19	—	—	Juni
Tumbes	742	242	33	—	—	April 1900
Isla Santa Maria	767	88	11	—	—	Juni 1903
Isla Mocha W	1376	74	5,4	—	—	Mai 1899
Punta Niebla	1588	96	6	—	—	März 1899
Punta Galera	2882	156	5,4	52	1,8	Februar 1900
Ancud	2383	94	4,0	—	—	Mai
Islote de los Evangelistas . .	2918	103	3,5	37	1,2	Juni 1900
Campinas	1517	103	7	—	—	Januar 1899
Itu	1178	111	9	—	—	Oktober 1892
Tatuhy	1379	124	9	—	—	Januar 1891
Bragança	1456	117	8	—	—	Januar 1892
Conceição	1937	136	7	—	—	Dezember 1900
Ubatuba	2455	198	8	—	—	Mai 1899
Porto Ferreira	1238	103	8	—	—	Februar 1900

Literatur.

A. Allgemeine Literatur.

Hann, Julius, Handbuch der Klimatologie. 2. Aufl., Stuttgart 1897. 3. Bd.
Derselbe, Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig 1901.
Supan, Alexander, Die Verteilung des Niederschlags auf der festen Erdoberfläche. Pet. Mitt. Erg.-H. 124. 1898.
Deutsche Seewarte, Segelhandbuch für den Atlantischen Ozean. 2. Aufl. 1899.
Dieselbe, Atlas des Atlantischen Ozeans. Hamburg 1882.
Dieselbe, Segelhandbuch für den Stillen Ozean. Hamburg 1897.
Dieselbe, Atlas des Stillen Ozeans. Hamburg 1896.
Wagner, Lehrbuch der Geographie. Bd I: Allgemeine Erdkunde. 7. Aufl., Hannover, Leipzig 1903.
Supan, Grundzüge der physischen Erdkunde. 2. Aufl., Leipzig 1896.
Bebber, W. J. van, Lehrbuch der Meteorologie. Stuttgart 1890.
Sievers, Süd- und Mittelamerika. 2. Aufl., Leipzig, Wien 1903.
v. Tschudi, Reisen durch Südamerika. 5 Bde, Leipzig 1866—69.
Hettner, Regenverteilung, Pflanzendecke und Besiedelung der tropischen Anden. Richthofen-Festschrift, Berlin 1893.
Cannstatt, Das republikanische Brasilien. Leipzig 1899.
Sellin, Das Kaiserreich Brasilien. Leipzig 1885.
Kahl, Reisen durch Chile und die westlichen Provinzen Argentiniens. Berlin 1866.
Königswald, Rio Grande do Sul. Berlin 1898.
Bates, Der Naturforscher am Amazonenstrom. Leipzig 1866.
Oppel, Natur und Arbeit. Leipzig, Wien 1904.
Schlee, Paul, Niederschlag, Gewitter und Bewölkung im südwestlichen und in einem Teile des tropischen Atlantischen Ozeans. Inaugural-Dissertation, Halle 1892.
Meteorologische Zeitschrift, Wien.
Petermanns Geographische Mitteilungen, Gotha.

B. Spezielle Literatur.

Brasilien.

Observatorio astronomico do Rio de Janeiro.

1. Revista do Observatorio, Publicação mensal do Imperial Observatorio do Rio de Janeiro. 6 Jahrgänge (1886—91). Diese Revista ist die in etwas anderer Form herausgegebene Fortsetzung des »Boletim astronomico e meteorologico«, der von 1881—84 erschien. Soweit es die Meteorologie anging, verfolgte die Revista do Observatorio den Zweck: »die meteorologischen internationalen Simultanbeobachtungen zu veröffentlichen, die in Übereinstimmung mit den mit dem Weather Bureau in Washington getroffenen Vereinbarungen an verschiedenen Orten des Landes angestellt werden sollten«[1]. Im Anfang blieb es indes dabei, die monatlichen Resultate der Beobachtungen in Rio de Janeiro und kleine Zusammenstellungen über andere Teile des Landes zu liefern; doch sind die in den ersten Jahrgängen veröffentlichten Resultate größtenteils sehr unzuverlässig und für wissenschaftliche Arbeiten ohne Wert. Im August 1889 begann man, von drei Stationen die um 12 Uhr mittags nach Greenwicher Zeit (9^h 7′ Zeit von Rio) gemachten Simultanbeobachtungen zu veröffentlichen, die aber bereits im Juli 1890 wieder aus der Revista verschwanden. Statt die einmal begonnene Arbeit fortzusetzen und weiter auszudehnen, verwandte man am Observatorio zu Rio seine Kräfte an einer neuen Idee, die, wie so manche in Brasilien, glänzend ins Wasser fiel. Der Direktor des Observatoriums wollte einen: »Diccionario Climatologico Universal« herausgeben. Im Januar 1888 versandte das Kaiserliche Observatorium von Rio, wie dieses unseren Meteorologen noch in Erinnerung sein dürfte, an fast alle meteorologischen Observatorien der Welt ein Rundschreiben, in dem der Plan des Werkes erläutert war und alle Meteorologen zur Mitarbeit aufgefordert wurden. Wenn auch von vielen Teilen der Erde meteorologische Tabellen eingingen, so scheiterte doch der Plan gänzlich, wie dieses bereits in der Augustnummer 1888 der meteorologischen Zeitschrift vorhergesagt worden war. Ende des Jahres 1889 ging die Revista do Observatorio ein und seit Beginn des Jahres 1900 veröffentlicht das Observatorium eine neue Monatsschrift unter dem Namen:

---

[1]) Siehe Revista do Observatorio, Jahrg. 1, H. 1, S. 1.

2. Boletim Mensal do Observatorio do Rio de Janeiro. Die astronomischen Beobachtungen und Abhandlungen sind fast gänzlich aus dem Boletim verschwunden, das größtenteils meteorologische und magnetische Daten veröffentlicht. Sowohl hinsichtlich der äußeren Form als ganz besonders aber der sorgfältigen Ausarbeitung haben diese Boletims bedeutend gegen die frühere Revista gewonnen.

Außer diesen Monatsheften veröffentlicht das Observatorio noch ein Jahrbuch unter dem Namen:

3. Annuario, publicado pelo Observatorio do Rio de Janeiro, von dem bisher 20 Jahrgänge (1885—1904) veröffentlicht sind. Anfänglich sollte das Annuario für Brasilien dasselbe bedeuten, was das Annuaire du Bureau des Longitudes für Frankreich ist, eine Zusammenstellung der astronomischen Tabellen für jedes Jahr. Seit mehreren Jahren sind dem Annuario aber auch kleine meteorologische Abhandlungen und vor allem Daten aus den verschiedensten Teilen Brasiliens beigefügt, wodurch das Buch für uns einen großen Wert erlangt hat. So enthält der Jahrgang 1900 die monatlichen Regensummen von Pernambuco seit 1875 und außerdem Beobachtungen von Quixeramobim, Parahyba und mehreren anderen Orten. Bedauerlich ist es nur, daß die Herren vom astronomischen Observatorium zu Rio sich nicht entschließen können, bei Angabe der geographischen Länge der Beobachtungsstationen sich auf den Meridian von Greenwich zu beziehen, sondern stets den Meridian von Rio de Janeiro als Basis nehmen.

Cruls, L., Direktor des Observatorio do Rio de Janeiro. Le climat de Rio de Janeiro d'après les observations météorologiques faites pendant la période de 1851 à 1890. »Rio de Janeiro 1892.« Diese in französischer und portugiesischer Sprache geschriebene Arbeit enthält sowohl die Werte für die Monate als auch für die Tagesstunden; außerdem sind der Arbeit gut ausgeführte Diagramme beigegeben.

Morize, H., Astronom am Observatorium von Rio de Janeiro. Ebauche d'une Climatologie du Brésil. Rio 1891. Dieses, wie das vorige in französischer und portugiesischer Sprache geschriebene Buch, das zuerst in der Revista do Observatorio veröffentlicht wurde, bedeutet den ersten Versuch, eine Klimatologie von ganz Brasilien zu schreiben. Es ist allerdings beim Versuch geblieben; denn die dem Verfasser zur Verfügung stehenden Beobachtungsresultate von nur wenigen Stationen gestatteten keine irgendwie eingehende Bearbeitung des Klimas eines so großen Ländergebiets. Um so wertvoller sind indessen die allgemeinen klimatologischen Betrachtungen, z. B. über die Trockenperioden in Ceará und über die vorherrschenden Winde. Leider enthält die Arbeit keinerlei Monatsmittel von meteorologischen Elementen, sondern beschränkt sich auf Jahresmittel der Temperatur und jährliche Regensummen einiger Orte.

Ministerio da Marinha. Repartição da carta maritima do Brazil, Directoria de Meteorologia.

1. Boletim Semestral Nr. 1—14 (Sommer-Semester 1897, Winter-Semester 1903/04). Diese Boletims enthalten in extenso die an den drei Terminen 9^h a. m., 12^h a. m. und 9^h p. m., an der Zentralstation auf dem Berge St. Antonio bei Rio de Janeiro angestellten Beobachtungen. Den Veröffentlichungen nach muß der meteorologische Dienst ein gut organisierter sein; auch gewinnen die Boletims nicht nur mehr und mehr an sachlicher Anordnung und Übersicht, sondern auch fortwährend an Inhalt; während Nr. 1 der Boletims 71 Seiten enthält, ist Nr. 14 zu einem stattlichen Bande von 865 Seiten angewachsen. Im Laufe der Jahre wurde der meteorologische Dienst des Marineministeriums auf eine größere Anzahl von Küstenorten und zuletzt auch von Plätzen im Innern des Landes ausgedehnt. Besonders wertvoll sind die Beobachtungen von der Station Ladario im Staate Matto Grosso; leider liegen von dort erst 2¼ Jahre vor. Des weiteren werden von dieser Repartição herausgegeben die

2. Boletims das Observações meteorologicas a. Oh. de Greenwich (9^h 07′ a. m. do Rio) e dos resultados magneticos. 10 Jahrgänge (1896—1905). Diese monatlich erscheinenden Boletims enthalten die um 12 Uhr mittags Greenwicher Zeit angestellten Simultanbeobachtungen von 24 Stationen, hauptsächlich solchen an der Küste. Bezüglich des Regens beschränken sich die Beobachter leider darauf, zu notieren, ob es im Augenblick der Beobachtung geregnet hat oder nicht, wodurch die betreffenden Angaben für klimatologische Arbeiten gänzlich wertlos sind. Es wäre wünschenswert, doch wenigstens die in den verflossenen 24 Stunden gefallenen Regenmengen zu notieren, besonders da an verschiedenen Orten beobachtet wird, von denen bisher keinerlei oder nur sehr wenige Regendaten vorliegen, wie z. B. Ioazeiro (Staat Bahia), Cuyabá, Natal (Staat Rio Grande do Norte), Maceió (Staat Alagoas), S. Salvador. Im übrigen ist es nicht recht verständlich, weshalb die brasilische Regierung nunmehr schon seit langen Jahren diese Simultanbeobachtungen anstellen und täglich nach Rio telegraphieren läßt. Will man etwa einen Witterungsdienst, wie ihn Deutschland, Nordamerika usw. aufweisen, begründen? Dann hätte man aber in den verflossenen Jahren Schritte tun müssen, um wenigstens erst einmal täglich die in ganz Brasilien, vor allem auch im Innern gemachten Beobachtungen um 12 Uhr Greenwich zusammenstellen zu können. So laufen z. B. bei der Commissão Geographica e Geologica de São Paulo täglich 8—10 ähnliche Telegramme ein, die mit vieler Mühe registriert werden, aber auch damit ihren Zweck erfüllt haben. Ich bin überzeugt, daß auch an vielen Stationen in Süd-Brasilien (wenigstens geschah dieses früher) ähnliche Beobachtungen gemacht werden, die große Kosten verursachen, aber absolut keinen Wert haben, solange nicht ein einheitliches System in dieselben gebracht wird und alle Beobachtungen täglich von einer Zentrale bearbeitet und veröffentlicht werden. Will man aber wirkliche Resultate erzielen, so müssen sich sämtliche Staaten von Südamerika zu einem gemeinsamen Witterungsdienst vereinigen. Diese Absicht würde aber wohl an der zwischen den einzelnen südamerikanischen Ländern bestehenden Eifersucht und dem Neide scheitern, die nicht nur auf politischem Gebiet auftreten, sondern auch die Förderung der Wissenschaft in Südamerika schädlich beeinflussen. Sind doch nicht einmal die Staaten von Brasilien in dieser Beziehung zusammenzubringen, da sowohl Rio als Hauptstadt und São Paulo als Mittelpunkt des meteorologischen Dienstes des Staates São Paulo, des besten in Brasilien, das Recht, die Zentrale für sich zu besitzen, beanspruchen.

Daß der der Landwirtschaft und der Schiffahrt erwachsende Nutzen die durch einen Witterungsdienst verursachten Kosten vollständig deckt, voraussichtlich aber überragen wird, bedarf wohl keines Beweises. Gehen doch allein im Staate São Paulo jährlich viele Tausende von Kaffeepflanzen an den Nachtfrösten zugrunde, was sich durch einen guten Witterungsdienst sehr wohl verhindern ließe[1]).

[1]) Siehe Voß, Beiträge zur Klimatologie der südlichen Staaten von Brasilien, S. 5.

Commissão Geographica e Geologica de São Paulo. Secção Meteorologica. Dados Climatologicos Vol. 1—17 (1887—1902). Unter den Staaten Brasiliens ist São Paulo, wie bereits oben erwähnt, der einzige, der ein nach europäischem Muster eingerichtetes meteorologisches Beobachtungsnetz besitzt. Aus kleinen Anfängen hervorgegangen, es bestanden 1887 nur zwei Stationen, hat sich der meteorologische Dienst immer mehr ausgedehnt; und es ist den unermüdlichen Bestrebungen der Direktoren *Derby* und *Loefgren* gelungen, die Zahl der Stationen im Jahre 1901 auf ungefähr 50 zu bringen. Es hat somit São Paulo unter allen südamerikanischen Staaten das dichteste Beobachtungsnetz. Im Jahre 1902 waren an der Zentrale in São Paulo außer dem Chef der meteorologischen Abteilung zwei Assistenten und sechs Hilfsarbeiter beschäftigt, denen die Kontrolle der Stationen im Innern, die Berechnung der Tabellen sowie die Reparatur beschädigter Instrumente oblag. Die Beobachter im Innern des Staates, meistens Lehrer, Telegraphenbeamte oder Ingenieure erhalten, je nachdem sie eine Station erster oder zweiter Klasse leiten, 50 oder 30 Mark monatlich. Im Jahre 1900 wurden von der Regierung 50000 Mark für Neuanschaffung von Instrumenten bewilligt und der Etat der meteorologischen Sektion um 22000 Mark jährlich für Angestellte und Beobachter erhöht.

Beobachtet wird an allen Stationen um 7^h a. m., 2^h p. m. und 9^h p. m.; außerdem ist fast die Hälfte der Stationen mit ganz modernen Registrierbarometern, -thermometern, -anemometern und -pluviometern ausgerüstet. In bezug auf Registrierapparate dürfte São Paulo in ganz Südamerika an erster Stelle stehen; denn selbst der ebenso vortreffliche wie ausgedehnte meteorologische Dienst von Argentinien macht nur an sehr wenigen Stationen Registrierbeobachtungen.

Die von der Commissão jährlich herausgegebenen Dados sind sehr vollständig und praktisch zusammengestellt. Auf Temperatur- und Regenbeobachtungen ist darin besonders Gewicht gelegt; dem Band 1901 ist zum erstenmal eine Regenkarte des Staates São Paulo beigefügt. Sehr ausführlich sind besonders auch die Windbeobachtungen behandelt; so enthält Band 1901 von 25 Stationen die in Prozenten ausgedrückte Häufigkeit der Winde an den drei Beobachtungsterminen.

Hoffentlich entschließt sich die Commissão dazu, von denjenigen Stationen, von denen bereits jetzt oder doch in kurzer Zeit 15jährige Beobachtungen vorliegen, wie São Paulo, Campinas, Rio Claro, Tatuhy usw., nach dem Vorbild der Oficina meteorologica Argentina die Terminbeobachtungen und Tagesmittel in extenso zu publizieren, um ein eingehendes Studium des Klimas zu ermöglichen.

Draenert, F. M., zuletzt Professor an der landwirtschaftlichen Schule zu Uberaba (Staat Minas Geraes). Dem erst kürzlich verstorbenen deutschen Professor *Draenert* verdanken wir eine große Anzahl von Abhandlungen und Aufsätzen über das Klima verschiedener Teile Brasiliens, die zum größten Teil in der Meteorologischen Zeitschrift veröffentlicht sind.

1. Die Verteilung der Regenmengen in Brasilien, M. Z. 1886, S. 381, enthält die mittleren Regensummen der Monate, Jahreszeiten und Jahre von 14 Stationen.

2. Das Küstenklima der Provinz Pernambuco, M. Z. 1887, S. 78. Diesem Aufsatz liegen die Beobachtungen von Pernambuco, Victoria und Colonia Isabel zugrunde. Die Regenverhältnisse sind hier etwas stiefmütterlich behandelt.

3. O Clima do Brazil. Rio de Janeiro 1896 bei Carlos Schmidt. Der Verfasser hat hier die Aufsätze zusammengestellt, die er in den Jahren 1885—88 in der »Revista da engenharia« veröffentlicht hat. Der richtige Titel dieses Buches wäre vielleicht gewesen: »Kurzes Lehrbuch der Meteorologie und Klimatologie, unter Berücksichtigung des Klimas von Brasilien«; denn *Draenert* gibt in demselben nicht nur eine Zusammenstellung aller damals vorhandenen klimatologischen Daten von Brasilien, sondern führt den Leser in die elementarsten Begriffe der Meteorologie und Klimatologie ein und behandelt selbst die Aufstellung von Wetterprognosen. Bei dem bestehenden Mangel an meteorologischen Schriften und vor allem bei dem Fehlen eines Lehrbuchs der Meteorologie und Klimatologie in portugiesischer Sprache kann man nur bedauern, daß diese Arbeit *Draenerts* so wenig Verbreitung gefunden hat.

4. Das Höhenklima des Staates Minas Geraes, Brasilien, M. Z. 1897, S. 405. Auf Grund der Beobachtungen von zehn Stationen wird das Klima des Staates Minas Geraes ausführlich behandelt. Diese Arbeit erschien auch in portugiesischer Sprache in der »Revista Industrial de Minas Geraes«, Ouro Preto 1897, Nr. 30.

5. Das Höhenklima von Uberaba, Zentral-Brasilien, M. Z. 1901, S. 385. Hierin veröffentlicht *Draenert* die Resultate der von ihm selbst als Direktor des Zootechnischen Instituts zu Uberaba in den Jahren 1897—1900 angestellten Beobachtungen. Uberaba liegt übrigens im Westen des Staates Minas Geraes, nicht etwa, wie der Ausdruck »Zentral-Brasilien« leicht verstanden werden könnte in Goyaz oder Matto Grosso.

6. Das Klima von Juiz de Fora im Staate Minas Geraes, M. Z. 1902, S. 109. Diese Arbeit enthält die Beobachtungen von sechs Jahren (1893—98).

7. Das Klima von Parahyba do Norte, M. Z. 1902, S. 309.

8. Weitere Beiträge zum Höhenklima des Staates Minas Geraes, M. Z. 1902, S. 406.

9. Zum Klima von Pernambuco, M. Z. 1902, S. 303.

10. Zum Klima von Pará, 1902, S. 365.

11. Das Klima im Tale des Amazonen-Stromes, M. Z. 1901, S. 504, enthält die Resultate der 8jährigen Beobachtungen des Barão de Ladario in Manáos. Leider fehlen die Angaben über den Regenfall.

12. Das Klima von Blumenau in Staate Santa Catharina, M. Z. 1904, S. 169. Diese Arbeit ist zusammengestellt aus den im Annuario do Observatorio do Rio de Janeiro veröffentlichten 10jährigen Beobachtungen von *B. Scheidemantel* in Blumenau.

Commissão Geographica e Geologica do Estado de Minas Geraes. Boletim Nr. 2 und 4. Eine ähnliche, wenn auch unbedeutendere Commissão Geographica wie São Paulo besitzt auch Minas Geraes. Nr. 2 der Boletims enthält zwei umfangreiche Aufsätze über das Klima von Queluz und Barbazena mit vielen Tabellen und außerdem einjährige Beobachtungen von Juiz de Fora, Lavras, Oliveira und Uberaba. In Nr. 4 finden wir eine sorgfältig ausgearbeitete und mit vielen Diagrammen versehene Abhandlung über

das Klima von São João del Rey im Staate Minas Geraes. Es scheint, daß seit dem Jahre 1897 die Commissão von Minas meteorologische Beobachtungen allerdings noch anstellen läßt, dieselben aber nicht mehr veröffentlicht; wenigstens ist mir nichts derartiges zu Gesicht gekommen.

Lyceo Rio Grandense de Agronomia de Pelotas. An der landwirtschaftlichen Schule zu Pelotas im Staate Rio Grande do Sul besteht seit dem Jahre 1892 eine meteorologische Beobachtungsstation unter Leitung von Herrn *Wilhelm Miussen.* Die Resultate werden veröffentlicht als Contribuição para o estudo climatologico de Rio Grande do Sul, wovon mir drei Bände (1897—1900) vorliegen. Der letzte Band enthält eine übersichtliche Zusammenstellung der sämtlichen bisher gemachten Beobachtungen. In der Form weichen diese Publikationen von anderen insofern ganz erheblich ab, als die Mittelwerte außer für Monate noch für jede Woche berechnet sind, eine Arbeit, die der Herausgeber sich hätte ersparen können.

Vogel, P., Reisen in Matto Grosso 1887/88. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 28, 1893, enthält vierjährige Beobachtungen von Cuyabá, der Hauptstadt des Staates Matto Grosso im Innern Brasiliens.

Sociedade de Medicina e Pharmacia de Manáos. Revista Medica 1899. Als im Jahre 1899 von obiger Gesellschaft die Revista Medica herausgegeben wurde und dieselbe ausführliche meteorologische Daten von Manáos enthielt, glaubte ich endlich einmal eine längere Serie ausführlicher Beobachtungen vom Amazonenstrom zu erhalten. Leider ist aber die Revista bald wieder eingegangen.

Siegel, Franz, Regenbeobachtungen im Staate Paraná und Temperaturabnahme mit der Höhe. M. Z. 1904, S. 289. Herr *Siegel* hat der Wissenschaft durch die Veröffentlichung der monatlichen Regensummen seit 1886 bzw. 1890 von sieben Stationen einen großen Dienst erwiesen. Auch enthält der Aufsatz Angaben über Anzahl der Regentage, Maxima des Regenfalls in 24 Stunden; bei den Regentagen sind leider nur solche mit $\geqq 0,5$ mm Regen in Betracht gezogen.

Karsten, G., Meteorologische Beobachtungen aus Pelotas in Südbrasilien, angestellt von A. Voigt 1875 und 1877. Schriften des Naturwissenschaftlichen Vereins für Schleswig-Holstein. III. Bd, Kiel 1879.

Voß, Ernst Ludwig, Beiträge zur Klimatologie der südlichen Staaten von Brasilien. Erg.-H. 145 zu Peterm. Mitt. 1904. Diese Arbeit enthält die Resultate der im Staate São Paulo seit 1887 gemachten Beobachtungen und einige Daten von Paraná, Sante Catharina und Rio Grande do Sul.

Belfort Mattos, J. N. Breve noticia sobre o clima de São Paulo, 1905. Es ist dieses eine kurze und leider allzu oberflächlich gehaltene Monographie. Auffallend ist der Mangel an Tabellen, von denen die 16seitige Arbeit nur vier aufweist.

Uruguay.

Sociedad Meteorológica Uruguaya, Servicio Pluviometrico. Resumen de las Observaciones Pluviometricas. Vierteljahrshefte. Es sind hier in jedem Heft die Regensummen der betreffenden drei Monate gegeben, außerdem die Zahl der Regentage und das Maximum innerhalb 24 Stunden. In Uruguay bestehen zur Zeit ungefähr 100 Regenstationen, von denen allerdings eine große Anzahl sehr unregelmäßig arbeitet. Ein Nachteil der Resumen besteht darin, daß dieselben nicht die geographischen Koordinaten der Stationen enthalten; es wird nur gesagt, zu welchem Flußgebiet jede Station gehört und in welchem Departement sie gelegen ist. Von einigen Stationen sind auch die Höhen über dem Meere angegeben.

Luis Morandi.

1. Normales para el Clima de Montevidéo. Veröffentlicht in den Sitzungsberichten der zweiten Sektion (Naturwissenschaften) des Congreso Cientifico Latino Americano, Buenos Aires, 10—20 April 1898, Bd. 3, S. 139. Der Verfasser gibt eine ausführliche und übersichtliche Zusammenstellung der in 15 Jahren (1883—97) im Colegio Pio in Villa Colon, 2 Meilen von Montevidéo, gemachten Beobachtungen. Der Arbeit sind mehrere Diagramme beigefügt.
2. El año meteorologico 1894/95—96/97. Montevidéo 1897.
3. La nebulosidad en el clima de Montevidéo. Montevidéo 1898.

Instituto Sanitario Uruguayo. Observaciones Meteorologicas; Febrero 1874—Mayo 1881. Manuskript im Besitz der Deutschen Seewarte, Hamburg.

Anterio Urioste, El Clima del Uruguay, herausgegeben vom Chef der Sociedad Meteorologica Uruguaya, gibt einen leider allzu kurzen Überblick über das Klima von Uruguay.

Observatorio Meteorologico del Colegio Pio de Villa Colón, Montevidéo. Boletin mensual, Jahrgang 1—10 (1887—97).

Argentinien.

Oficina Meteorológica Argentina, Córdoba. Einen ebenso vortrefflich eingerichteten wie ausgedehnten meteorologischen Dienst besitzt Argentinien, das in betreff der Veröffentlichung der gewonnenen Resultate unter den südamerikanischen Staaten an erster Stelle steht. Die Oficina Meteorológica Argentina veröffentlicht in ihren Annales sowohl die Monatsmittel für eine große Anzahl Stationen als auch in jedem Bande eine Zusammenstellung der mehrjährigen Terminbeobachtungen einzelner Stationen in extenso. Eine nähere Besprechung dieser Annales gibt Hann in der Meteorologischen Zeitschrift, 1898, Seite 358. Es sind bisher 14 Bände herausgegeben, nämlich

Band	I,	1878,	Klima von Buenos Aires.
„	II,	1881,	„ „ Bahia Blanca und Corrientes.
„	III,	1882,	„ „ S. Luis, Pilciao, Famantina, Tierra del Fogo, Concordia, Villa occidental und Salta.
„	IV,	1884,	„ „ Rosario, Paraná, Rio Cuarto, La Rioja, Salladillo, Tatay und Tandil.
„	V,	1885,	„ „ Hermandarias, S. Antonio de Areco, Goya und Tucuman.

Band	VI,	1887,	Klima von	Nueva Palmira, Santiago del Estero, Partido, 25 de Mayo und Estancia San Juan.
„	VII,	1889,	„ „	Formosa und Chubut.
„	VIII,	1890,	„ „	San Juan.
„	IX,	1893,	„ „	Salta.
„	X,	1895,	„ „	Tucuman.
„	XI,	1897,	„ „	Carcarañal.
„	XII,	1898,	„ „	Villa Maria.
„	XIII,	? ?		
„	XIV,	1901,	„ „	Andalgala, Itacurubi del Rosario, Colonia, Ceres, Misionera und Colonia 16 de Octubre.

Der meteorologische Dienst von Argentina umfaßte im Jahre 1901 sieben Stationen erster Klasse, 41 zweiter und 106 dritter Klasse. Die Stationen der ersten Klasse sind mit Registrierapparaten ausgerüstet; die der zweiten beobachten täglich dreimal, während an den Stationen dritter Klasse nur Regen und Bewölkung notiert werden.

Der Direktor der Oficina Meteorológica Argentina, Herr *W. G. Davis* war außerdem so liebenswürdig, mir eine große Menge klimatologischer Daten im Manuskript zu übersenden, wofür ich ihm ganz besonderen Dank schulde.

Doering, Oskar. Doering ist für Argentinien so ziemlich dasselbe, was *Draenert* für Brasilien war; auch ihm verdanken wir eine größere Anzahl meteorologischer Arbeiten, die aber in den meisten Fällen spezielle Fragen behandeln.

1. Observations Météorologiques faites à Córdoba pendant l'année 1883. Bol. de la Acad. Nac. de Cienc. de Córdoba, Bd VI, Buenos Aires 1884.
2. Observaciones Meteorologicas practicadas en Córdoba durante el año 1884/85. Daselbst, Bd VIII, 1885/86.
3. La Variabilidad interdiurna de la temperatura en algunos puntos de la República Argentina y de America del sur en general (San Juan, Córdoba), Buenos Aires 1889.
4. La marcha diurna de algunos elementos en Córdoba. Bol. de la Acad. Nac. de Cienc. de Córdoba, Bd XII, Buenos Aires 1891.
5. El periodo diurno y anno de las tormentas en Córdoba. Buenos Aires 1894.
6. La insolacion en Córdoba. Buenos Aires 1894.
7. La Variabilidad interdiurna de la temperature en Ushuaia. Bol. de la Acad. Nac. de Cienc. de Córdoba 1886.
8. Resultados de algunos Mediciones barométricas en la Sierra de Córdoba. Bol. de la Acad. Nac. de Cienc. de Córdoba 1886.
9. La Variabilidad interdiurna de la temperature en Concordia. Buenos Aires 1887.

Burmeister, Hermann, Über das Klima der argentinischen Republik. Nach dreijährigen Betrachtungen während einer Reise durch die La-Plata-Staaten geschildert und mit numerischen Angaben der gefundenen Werte belegt. Halle 1861, in den Abhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft zu Halle, Bd VI.

Observatorio de La Plata. Annuario para el año 1892, 1897.

Davis, W. G.

1. Ligeros Apuntos sobre el Clima de la Republica Argentina. Buenos Aires 1889.
2. El Clima en la Republica Argentina. Buenos Aires 1898.

Chavanne, Dr. Josef, Die Temperatur- und Regenverhältnisse Argentiniens. Veröffentlichung der Deutschen Akademischen Vereinigung zu Buenos Aires, I, 7. Buenos Aires 1902. Der Verfasser gibt von 231 Stationen die jahreszeitlichen und Jahresmengen des Niederschlags; er selbst bemerkt dazu: »Sämtliche Regensummen sind untereinander streng vergleichbar, da sie auf den 40jährigen Zeitraum, 1861—90, bezogene Normalwerte der Regenmenge sind«. Die diesem Werke entnommenen Daten habe ich in einer besonderen Tabelle aufgeführt.

Fontana, J., Temperatura y Clima del Chaco. Boletin del Instituto Geographico Argentino, Bd II.

Caronti, F., El Clima de Bahia Blanca. Daselbst, Bd II.

Dacila, N. A., La temperatura en Santa Cruz. Daselbst, Bd III.

Delachaux, M., Atlas meteorológico de la Provincia de Buenos Aires. 1901.

Chile.

Die Regendaten aus Chile zu erhalten, war für mich äußerst schwierig. Vom Astronomischen Observatorium in Santiago wurden mir dieselben verschiedene Male versprochen, ohne daß sie mir aber bisher zugesandt wurden. Infolge des liebenswürdigen Entgegenkommens des Herrn Dr. *K. Reiche* in Santiago sowie des Herrn Dr. *K. Martin* in Puertto Montt, gelang es mir, mir einige Literatur zu verschaffen. Herr Dr. *Martin* übersandte mir auch langjährige Monatssummen von Puerto Montt und Ancud. Beiden Herren danke ich hiermit bestens für ihre Bemühungen.

Serviçio Meteorolójico de la Direccion del Territorio Maritimo. Annuario; Jahrgang 1—5 (1899—1903). Diese Jahrbücher bringen die ausführlichen Beobachtungen von einer größeren Anzahl Stationen an der Küste Chiles; Bd V enthält Daten von 18 Stationen. In der Form schließen sich diese Annuarios den Anales de la Oficina Meteorologica Argentina eng an; auch sie enthalten die drei täglichen Terminbeobachtungen (8 a. m., 2 p. m., 9 p. m.) in extenso und die Monatsmittel. Außerdem sind die Resultate jedes Jahres zu einer Tabelle vereinigt und auch graphisch sehr gut dargestellt.

Die chilenische Regierung bekundet ein außerordentliches Bestreben, die Anzahl der meteorologischen Stationen zu erhöhen; so hat sie im Jahre 1903 zwei neue Stationen, Arica und Antofagasta eingerichtet und dem Beobachtungsnetz angeschlossen, während sie einige überflüssige Stationen eingehen ließ. Bd V des Annuario ist bereits zu der stattlichen Stärke von über 400 Seiten angewachsen.

Krahnaß, A., Resumen total de las observaciones meteorolojicas desde 1860 hasta 1896 inclusive de Santiago de Chile. Santiago 1900. Die Mittelwerte der 37jährigen Beobachtungen, die in dieser Arbeit enthalten sind, habe ich in einer kleinen Tabelle in der Meteorologischen Zeitschrift 1903, S. 331, veröffentlicht.

Martin, Dr. K.

1. Der Regen in Südchile. Separatabzug aus den Verhandlungen des Deutschen Wissenschaftlichen Vereins in Santiago, Bd IV, Valparaiso 1899.

2. Wärme, Wind und Bewölkung in Llanquihue. Daselbst 1901.

Beide Arbeiten bieten viel Interessantes, besonders in bezug auf die Winde und die Ursachen des Regenreichtums von Südchile.

Hettner, Alfred, Das Klima von Chile und West-Patagonien. I. Teil: Luftdruck und Winde. Meeresströmungen. Geographische Dissertation. Bonn 1881.

Observatorio Astronomico de Santiago de Chile.

1. Observaciones meteorolojicas, Jahrgang 1860—65, 1869, 1870, 1873—81.

2. Annuario para el año de 1903.

Oficina Central Meteorolojica, Santiago. Annuario 1873, 1874, 1875. Santiago 1879, 1884.

Meteorological Committee, London. Contributions to our Knowledge of the Meteorology of Cape Horn and the West Coast of South America, London 1871.

Peru.

Academia National de Medicina, Lima.

1. Boletim Año II, Numero 1; enthält eine Zusammenstellung der Temperaturbeobachtungen in Lima von 1892—1900.

2. Observaciones meteorologicas correspondientes al Mes de Enero 1893 hasta Dejiembro 1898. In diesen monatlich erscheinenden Tabellen werden die täglichen Beobachtungen in extenso veröffentlicht. Terminbeobachtungen werden nicht angestellt, sondern von Temperatur, Luftdruck und Feuchtigkeit das Tagesmittel aus $\frac{\text{Max.} + \text{Min.}}{2}$ berechnet. Ebenso unglücklich wie die Wahl dieser Berechnung, ist diejenige der Art der Veröffentlichung. Die Monatstabellen verändern nicht nur alle Augenblicke ihre Form und Größe; nein, auch die innere Einrichtung der Tabellen wechselt. Mitunter sind die Monatsmittel, ja sogar die Dekadenmittel berechnet, während in der Regel beide fehlen. Durch diese Ungleichförmigkeit verlieren die Tabellen natürlich bedeutend an Wert.

Astronomical Observatory of Harvard College, Cambridge. Annals, Vol. XXXIX, Part I, Peruvian Meteorology 1888—90, Cambridge 1899. Der einzige große Fehler dieser Arbeit besteht darin, daß die Beobachtungen nur so kurze Zeiträume umfassen; Arequipa, wo am längsten beobachtet wurde, weist 20 Monate auf, Mollendo 19, Vinconcaya 17 und Chosika 16 Monate. Die Terminbeobachtungen sind in extenso veröffentlicht. Es ist sehr bedauerlich, daß das Harvard College die Resultate der Beobachtungen erst fast zehn Jahre später veröffentlicht; die seit 1890 angestellten Beobachtungen sollen, wie man mir mitgeteilt, »in near future« veröffentlicht werden. In Anbetracht des Umstandes, daß von Peru so äußerst wenig Material vorliegt, wäre eine baldige Publikation des Vorhandenen doch sehr zu wünschen.

Hann, J., Zum Klima des Hochlandes von Peru und Bolivia. Peterm. Mitt. 1903, H. XII.

Bolivien.

Sociedad Geographica de La Paz. Boletin del *Observatorio Meteorologico* Nr. 1—4 (1898—1901). Ebenso wie in Lima, werden auch in La Paz die Tagesmittel an $\frac{\text{Max.} + \text{Min.}}{2}$ berechnet. Die Boletins enthalten Beobachtungen von La Paz, Sucre, Oruro, Potosi und Trinidad, von den beiden zuletzt genannten aber keine Regendaten.

Aranjo, José M., Idéas Médicas acerca de la Atmosféra de Sucre, su Clima. Tesis presentada para obtar el grado de Doctor en Medicina y Cirurgia, Sucre 1901.

Ecuador.

Hann, J., Über das Klima von Quito. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, Jahrgang 1893, S. 107.

Observatorio Astronomico de Quito. Boletin del O. A. d. Qu. Enthält die an der Sternwarte zu Quito angestellten meteorologischen Beobachtungen. Siehe: M. Z. 1900, S. 577; 1894, S. 33; 1898, S. ?; 1901, S. 580; 1902, S. 378.

Eggers, H., Das Küstengebiet von Ecuador. Deutsche Geographische Blätter, Bremen 1894, S. 265.

Kolumbien.

Bureau central. mét. de France. Annales. Die verschiedenen Jahrgänge der Annales enthalten Beobachtungen von Cartagena.

Venezuela.

Observatorio Cagigal, Carácas. Cuadro sinoptico comperativo de la cantidad de pluvia caida en el Observatorio Cagigal de 1891 à 1903. veröffentlicht in La Restauration Liberal, Diario Politico 1903, 19. August.

Resumen mensuales obtenidos en 1902. La Restauration vom 8. Februar 1903. Herr *W. Jagenberg* in Carácas war so liebenswürdig, mir die zwei Nummern der Restauration zu übersenden.

Guyana.

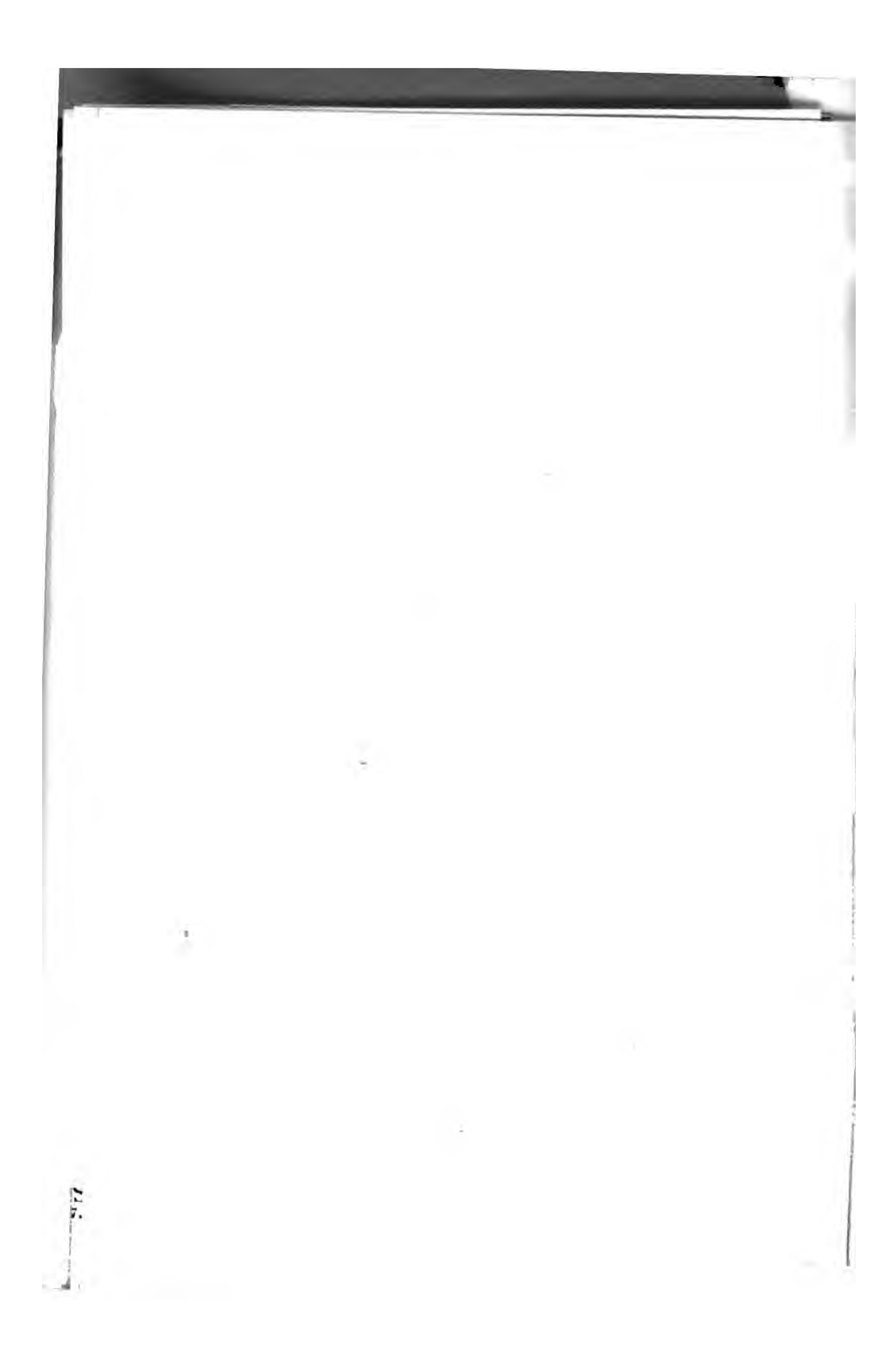
Report on the Botanic Gardens and their work; Jahrgang 1892, 1893, 1894, 1896, 1897, 1899, 1900 und 1901. Wir finden in diesen Reports die monatlichen Regensummen von Georgetown aus den Jahren 1880—1901.

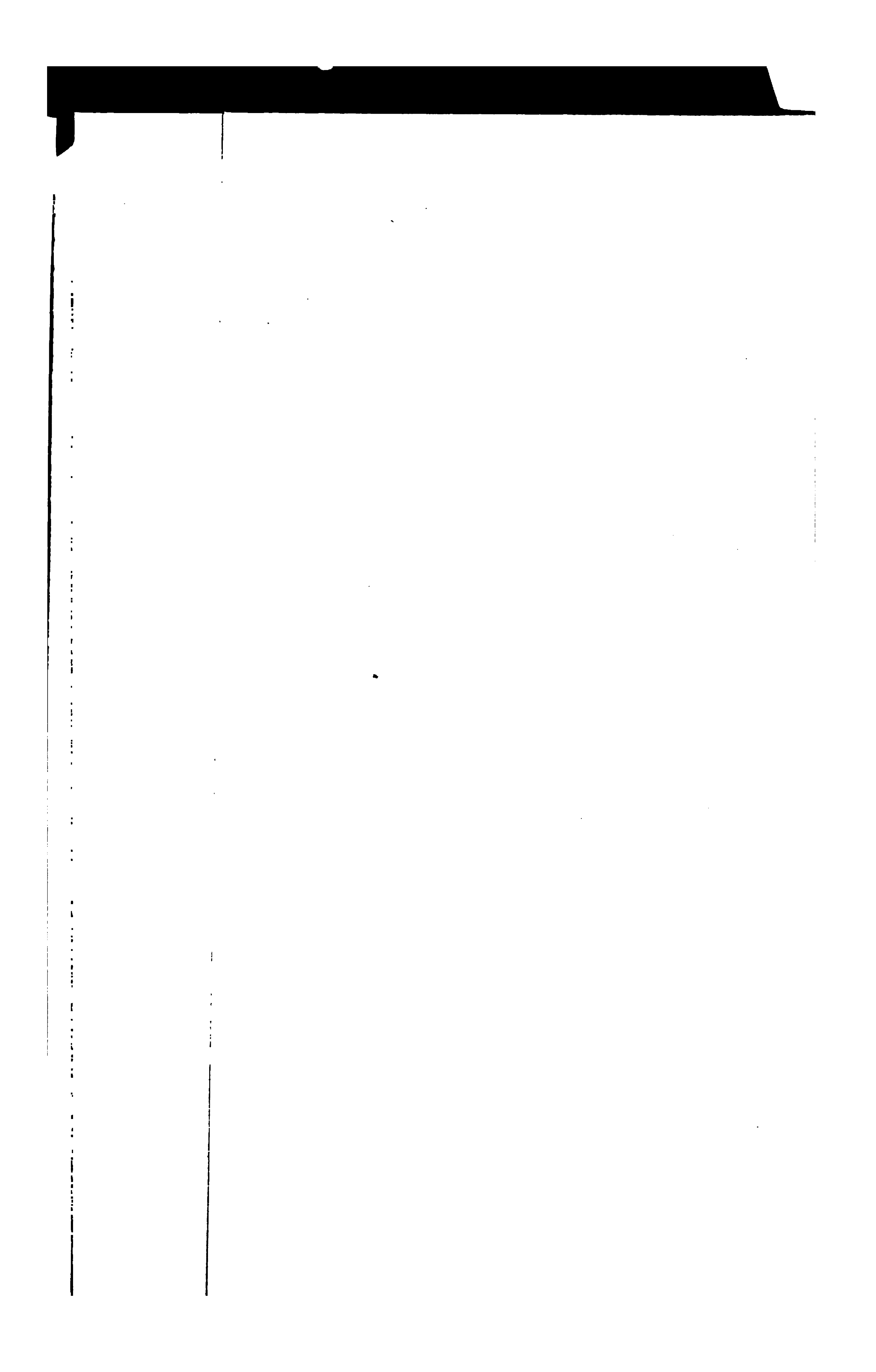
Annales du Bureau Central Mét. de France. In jedem Jahrgang werden die Beobachtungen von Cayenne veröffentlicht, ebenso die von Burnside.

Kg. Nederlandsch meteorologisch Instituut, Utrecht. Nederl. meteorologisch Jaarboek. Diese Jahrbücher enthalten meteorologische Tabellen von Paramaribo, Sommelsdijk, Groningen.

Die größere Anzahl der hier angeführten Arbeiten, Annuarios, Boletins und Aufsätze befindet sich in meinem Besitz; die übrigen Daten habe ich in den Bibliotheken der Deutschen Seewarte zu Hamburg, der Universität zu Rostock, des Astronomischen Observatoriums zu Rostock und der Seemannsschule zu Rostock gefunden und eingesehen.

Druck von Justus Perthes in Gotha.





Ergänzungshefte zu den „Mitteilungen“.

I. Ergänzungsband (1860–1861). 8.80 M.

1. **Vibe,** *Küsten und Meer Norwegens.* 1 M.
2. **Tschudi,** *Reise durch die Andes von Süd-Amerika, 1858.* 1 M.
3. **Barth,** *Reise durch Kleinasien, 1858.* [illegible] M.
4. **Lejean,** *Ethnographie der Europäischen Türkei* (deutscher und französischer Text). 2 M. (Vergriffen.)
5. **Wagner,** *Physikalisch-geographische Skizze der Provinz* [illegible]. 1 M.
6. **Petermann** und **Hassenstein,** *Ost-Afrika zwischen Chartum und dem Roten Meere.* [illegible]

II. Ergänzungsband (1862–1863). 12.00 M.

7. **Petermann** und **Hassenstein,** *Inner-Afrika. Heuglins Reise 1860, Bolognesi 1859, Brun-Rollet 1856.* 2 M.
8. — *Inner-Afrika. Reise, Land und Volk der* [illegible]. *Heuglins Reise nach Mursuk 1862.* [illegible] M.
9./10. — *Inner-Afrika. Antinoris Reise zum Lande der Djur. Heuglins Reise nach Wau.* 3 M.
11. — *Inner-Afrika.* [illegible] *zu den Kosten: Reisen von Heuglin, Harnier.* 4.80 M.

III. Ergänzungsband (1863–1864). 12.20 M.

12. **Hoffeld** und **Tschudi,** [illegible] 2 M.
13. **Koristka,** *Die Hohe Tatra in den Zentral-Karpathen.* 3 M.
14. **Heuglin, Kinzelbach, Munzinger, Steudner,** *Die Deutsche Expedition in Ost-Afrika 1861 und 1862.* 4.40 M.
15. **Richthofen,** *Die Metallproduktion Kaliforniens und der angrenzenden Länder.* 1.80 M.
16. **Heuglin,** *Die Tinnesche Expedition im westlichen Nil-Quellgebiet, 1863 und 1864.* 2 M.

IV. Ergänzungsband (1865–1866). [illegible] M.

16. **Petermann,** *Spitzbergen und die arktische Zentral-Region.* 4 M.
17. **Payer,** *Die Adamello-Presanella-Alpen.* 2 M.
18. **Payer,** *Die Ortler-Alpen, Suldengebiet.* 2 M. (Vergriffen.)
19. **Behm,** *Die modernen Verkehrsmittel: Dampfschiffe, Eisenbahnen, Telegraphen.* 3.60 M. (Vergriffen.)
20. **Tschihatschef,** *Reisen in Kleinasien und Armenien. 1847–1863.* 4.80 M.

V. Ergänzungsband (1867–1868). 14.90 M.

21. **Spörer,** *Nowaja Semlä in geographischer, naturhistorischer und volkswirtschaftlicher Beziehung.* 3.60 M.
22. **Fritsch,** *Reiseskizzen aus den Kanarischen Inseln.* 3.60 M.
23. **Payer,** *Die westlichen Ortler-Alpen (Trafoiergebiet).* 2.80 M. (Vergriffen.)
24. **Jeppe,** *Die Transvaalsche Republik.* 2.80 M. (Vergriffen.)
25. **Rohlfs,** *Reise durch Nord-Afrika von Tripoli nach Kuka.* 2 M.

VI. Ergänzungsband (1869–1871). 16 M.

26. **Lindeman,** *Die arktische Fischerei der deutschen Seestädte 1620 bis 1868.* [illegible] M.
27. **Payer,** *Die südlichen Ortler-Alpen.* 2.80 M.
28. **Koldewey** und **Petermann,** *Die erste Deutsche Nordpolar-Expedition, 1868.* [illegible] M.
29. **Petermann,** *Australien in 1871. Mit geographisch-statistischem Kompendium von Behm.* 1. Abt. [illegible] M. (Vergriffen.)

VII. Ergänzungsband (1871–1872). 17.40 M.

30. **Petermann,** *Australien in 1871. Mit geographisch-statistischem Kompendium von Behm.* 2. Abt. [illegible] M. (Vergriffen.)
31. **Payer,** *Die zentralen Ortler-Alpen, Martell etc.* [illegible] M.
32. **Sonklar,** *Die Zillertaler Alpen.* 3.60 M. (Vergriffen.)
33. **Behm** und **Wagner,** *Die Bevölkerung der Erde. I.* 2.00 M. (Vergriffen.)
34. **Rohlfs,** *Reise durch Nord-Afrika von Kuka nach Lagos.* 1.60 M.

VIII. Ergänzungsband (1873–1874). [illegible] M.

35. **Behm** und **Wagner,** *Die Bevölkerung der Erde. II.* [illegible] M. (Vergriffen.)
36. **Radde,** *Vier Vorträge über den Kaukasus.* 3 M.
37. **Mauch,** *Reisen im Innern von Süd-Afrika, 1865–1872.* 3.60 M. (Vergriffen.)
38. **Wajeikof,** *Die atmosphärische Zirkulation.* 3 M.

IX. Ergänzungsband (1875). 17.80 M.

39. **Petermann,** *Die südamerikanischen Republiken Argentinien, Chile, Paraguay und Uruguay in 1875.* 4.20 M. (Vergriffen.)
40. **Waltenberger,** *Die Rhätikon-Kette, Lechtaler und Vorarlberger Alpen.* 4.80 M.
41. **Behm** und **Wagner,** *Die Bevölkerung der Erde. III.* 4.40 M.
42. **Sewerzows** *Erforschung des Thian-Schan-Gebirgs-Systems 1867.* I. Hälfte. 4.40 M.

X. Ergänzungsband (1876–1876). [illegible] M.

43. **Sewerzows** *Erforschung des Thian-Schan-Gebirgs-Systems 1867.* II. Hälfte. 4.40 M.
44. **Cernik,** *Technische Studien-Expedition durch die Gebiete des Euphrat und Tigris.* I. Hälfte. 4 M.
45. **Cernik,** *Technische Studien-Expedition durch die Gebiete des Euphrat und Tigris.* II. Hälfte. 4 M.
46. **Bretschneider,** *Die Pekinger Ebene und das benachbarte Gebirgsland.* 2.20 M.
47. **Haggenmachers** *Reise im Somali-Lande.* 1.80 M.

XI. Ergänzungsband (1876–1877). [illegible] M.

48. **Czerny,** *Die Wirkung der Winde auf die Gestaltung der Erde.* 2.20 M.
49. **Behm** und **Wagner,** *Die Bevölkerung der Erde. IV.* [illegible] M.
50. **Zöppritz,** *Pogges und Lux' Reisen im Nilgebiet.* I. Hälfte. 2.40 M.
51. **Zöppritz,** *Pogges und Lux' Reisen im Nilgebiet.* II. Hälfte. [illegible] M.
52. **Forsyth,** *Ost-Turkestan und das Pamir-Plateau.* 5 M.

XII. Ergänzungsband (1877–1878). 16 M.

53. **Przewalskys** *Reise an den Lob-Nor und Altyn-Tag. 1876 bis 1877.* 2 M.
54. *Die Ethnographie Rußlands nach A. F. Rittich.* 5 M.
55. **Behm** und **Wagner,** *Die Bevölkerung der Erde. V.* [illegible] M.
56. **Credner,** *Die Deltas.* [illegible] M.

XIII. Ergänzungsband (1879–1880). 17 M.

57. **Seelhorst,** [illegible] 5.60 M.
58. **Fischer,** *Studien über das Klima der Mittelmeerländer.* [illegible] M.
59. **Rein,** *Der Nakasendô in Japan.* 0.20 M.
60. **Lindeman,** *Die Seefischerei.* [illegible] M.

XIV. Ergänzungsband (1880–1881). 17.60 M.

61. **Rivoli,** *Die Serra de Estrella.* 2 M.
62. **Behm** und **Wagner,** *Die Bevölkerung der Erde. VI.* [illegible] M.
63. **Mohn,** *Die Norwegische Nordmeer-Expedition.* 2 M.
64. **Fischer,** *Die Dattelpalme.* 4 M.
65. **Berlepsch,** *Die Gotthard-Bahn.* 4.40 M.

XV. Ergänzungsband (1881–1882). 22.40 M.

66. **Schreiber,** *Die Bedeutung der Windrosen.* 2.20 M.
67. **Blumentritt,** *Versuch einer Ethnographie der Philippinen.* [illegible] M.
68. **Berndt,** *Das Val d'Anniviers und das Bassin de Sierre.* [illegible] M.
69. **Behm** und **Wagner,** *Die Bevölkerung der Erde. VII.* 7.40 M.
70. **Bayberger,** *Der Inngletscher von Kufstein bis Haag.* 4 M.

XVI. Ergänzungsband (1882–1883). 19.40 M.

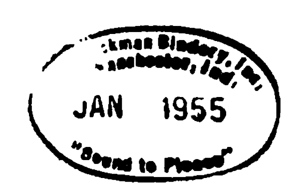
71. **Choroschchin** und **v. Stein,** *Die russischen Kosakenheere.* 1.20 M.
72. **Schaver,** *Reisen im oberen Nilgebiet.* 1.60 M.
73. **Schumann,** *Kritische Untersuchungen über die Zimtländer.* 2.80 M.
74. **Drude,** *Die Florenreiche der Erde.* 4.40 M.
75. **Lendenfeld,** *Der Tasman-Gletscher und seine Umrandung.* 5.40 M.

XVII. Ergänzungsband (1883–1884). 21.40 M.

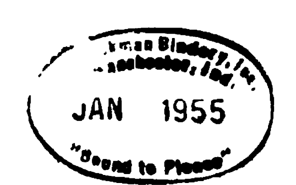
76. **Regel,** *Die Entwicklung der Ortschaften im Thüringerwald.* 4.40 M.
77. **Stolze** und **Andreas,** *Die Handelsverhältnisse Persiens.* 4 M.
78. **Fritsche,** *Ein Beitrag zur Geographie und Lehre vom Erdmagnetismus Asiens und Europas.* 5 M.
79. **Mohn,** *Die Strömungen des Europäischen Nordmeeres.* 3.60 M.
80. **Boas,** *Baffin-Land. Geographische Ergebnisse einer 1883 und 1884 ausgeführten Forschungsreise.* 5.40 M.

XVIII. Ergänzungsband (1886–1887). 19.80 M.

81. **Bayberger,** *Geographisch-geologische Studien aus dem Böhmerwalde.* 4 M.
82. **v. Schlagintweit,** *Die Pacifischen Eisenbahnen in Nordamerika.* 2.00 M.


JAN 1955
"Bound to Please"




JAN 1955
"Bound to Please"

